



Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricaïn). Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne.

Carine Cartier

► To cite this version:

Carine Cartier. Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricaïn). Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne.. Géologie appliquée. Université d'Orléans, 2002. Français. NNT: . tel-00001926

HAL Id: tel-00001926

<https://theses.hal.science/tel-00001926>

Submitted on 6 Nov 2002

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Ecole doctorale : Sciences et Technologies

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Spécialité : Géologie Structurale et Géodynamique

par

Carine CARTIER

Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire
et du domaine ligérien (Massif Armoricaïn)
Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne

Soutenue le 8 février 2002 devant le jury composé de :

M. Michel FAURE	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Professeur, Université d'Orléans	<input type="checkbox"/>	Président du Jury
M. Florentin PARIS	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Directeur de Recherche, Rennes I	<input type="checkbox"/>	Rapporteur
M. Philippe MATTE	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Directeur de Recherche, Montpellier	<input type="checkbox"/>	Rapporteur
M. Philippe ROSSI	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Ingénieur BRGM, Orléans	<input type="checkbox"/>	Examineur
M. Patrick LEDRU	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Ingénieur BRGM, Orléans	<input type="checkbox"/>	Examineur
M. Hubert LARDEUX	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Professeur, Université Catholique de		
<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	l'Ouest, Angers	<input type="checkbox"/>	Invité
<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>			

TABLE DES MATIERES

Table des matières	1
Introduction	7
Chapitre I – Cadre géologique	11
I.1. Place du Massif armoricain dans la chaîne hercynienne	13
I.2. Les grands traits géologiques du Massif armoricain	17
I.2.1. les différentes unités du Massif armoricain	17
I.2.1.1. La zone nord armoricaine	17
I.2.1.2. La zone centre armoricaine	20
I.2.1.1. La zone sud armoricaine	22
I.2.2. Le domaine Ligérien : présentation bibliographique	28
I.2.2.1. Le sous-domaine septentrional du domaine Ligérien	28
I.2.2.2. Le sous-domaine méridional du domaine Ligérien	30
I.3. Les problèmes posés par le domaine ligérien	33
Chapitre II - L'unité de Saint-Georges-sur-Loire	35
II.1. Introduction	37
II.1.1. Situation	37
II.1.2. Historique des recherches	37
II.2. L'unité de Saint-Georges-sur-Loire	41
II.2.1. Définition	41
II.2.2. Découpage cartographique au 1/50000 ^{ème}	43
II.3. L'unité à blocs	48
II.3.1. Limites de cette unité	48
II.3.2. Contenu lithologique	52
II.3.2.1. Coupes caractéristiques de l'unité à blocs	52
- <i>Coupe de la Roche Aireau</i>	52
- <i>Coupe du Liétron</i>	54
II.3.2.2. Les blocs	58
a. Les phtanites	58
• Données de terrain	60
• Pétrographie	60
• Datation	60
b. Les calcaires	60
• Données de terrain	60
• Pétrographie	62
➤ Les conglomérats à galets de calcaires gris et matrice marron quartzo-carbonatée	62
➤ Les conglomérats polygéniques à lithoclastes et à matrice carbonatée	62
➤ Les calcaires monogéniques gris	62
➤ Les blocs polyolithologiques contenant des calcaires	63
• Datations	63
c. Les laves basiques à intermédiaires	64
• Données de terrain	64
• Pétrographie	64
- <i>Etude microscopique</i>	66
➤ Les dolérites	66
➤ Les basaltes porphyriques à pyroxènes	66
➤ Microgabbro doléritique	66
➤ Gabbro protoclastique à pyroxènes	68

➤ Spilite au sens strict ou lave à amygdales	68
➤ Andésite porphyrique	68
➤ Trachyte	68
- Composition chimique des phases minérales	68
➤ Les pyroxènes	69
➤ Les feldspaths	69
➤ Les amphiboles	75
➤ Les chlorites	75
➤ Les minéraux accessoires	75
• Géochimie	78
- Données bibliographiques	78
- Nouvelles données géochimiques	81
- Les éléments majeurs	82
- Les éléments traces	84
- Diagrammes géotectoniques	88
• Datation	91
d. Les rhyolites-microgranite	92
• Données de terrain	92
• Pétrographie	94
- Etude microscopique	94
➤ Les faciès rhyolitiques	94
➤ Les rhyolite-microgranites	94
➤ L'albitite de Mont-Benault	96
➤ Les kératophyres	96
➤ Les « porphyres quartzifères »	96
➤ Le faciès rhyolitique grossier rose-verdâtre à phénocristaux de feldspaths	96
➤ L'enclave aphanitique noire schisteuse	97
➤ Le faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté	97
➤ Enclave de rhyolite-microgranite noire à phénocristaux de feldspaths	97
➤ Enclave graphiteuse	97
- Composition chimique des phases minérales	98
➤ Les feldspaths	98
➤ Les chlorites	98
➤ Les argiles	98
➤ Les minéraux opaques des faciès rencontrés dans le carrière de Mozé-sur-Louet	101
• Géochimie	101
- Données bibliographiques	101
- Nouvelles données géochimiques	103
- Les éléments majeurs	104
- Les éléments traces	104
- Diagrammes géotectoniques	107
• Datation	108
- Données bibliographiques	108
- Nouvelle datation	108
➤ Etude préalable des zircons en lame mince	109
➤ Principes de la typologie des zircons	109
➤ Datation U-Pb sur zircons	115
e. Les grès	115
• Données de terrain	115
• Pétrographie	117
f. Conclusion	117
II.3.2.3. La matrice	117
• Données de terrain	117
• Pétrographie	120
➤ Les schistes	120
➤ Les grès	120
➤ Les « pebbly-mudstone »	120
• Datation	120
- Rappel sur les microfossiles que l'on peut rencontrer dans les sédiments marins	121
- Quelques généralités sur les miospores	121

- Résultats des extractions réalisées sur les échantillons de la matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire	124
- Echantillons de la matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire observés en lame mince et au MEB	125
- Age de la matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire	129
II.3.3. Etude structurale	130
II.3.3.1. Structure sur les coupes caractéristiques de l'unité à blocs	130
- Coupe de la Roche Aireau	130
- Coupe du Liétron	135
II.3.3.2. Structures dans les blocs	138
a. Les phanites	138
b. Les calcaires	138
• Critères macrostructuraux	138
• Critères microstructuraux	140
• Axes <c> de la calcite	142
c. Les laves basiques à intermédiaires	148
• Critères macrostructuraux	148
• Critères microstructuraux	150
d. Les rhyolites – microgranites	150
• Critères macrostructuraux	150
• Critères microstructuraux	151
e. Les grès	155
II.3.3.3. Structure de la matrice	155
• Critères macrostructuraux	155
• Critères microstructuraux	155
II.4. L'unité sans bloc	159
II.4.1. Limites de cette unité	159
II.4.2. Contenu lithologique	161
II.4.2.1. Les alternances schisto-gréseuses	161
• Données de terrain	161
• Pétrographie	163
➤ Les intercalations gréseuses	163
➤ Les schistes	163
➤ Les « intercalations » de roches volcaniques acides	163
• Datation	163
II.4.2.2. La bande de grès-quartzite du Nord et ses intercalations de schistes sub-ardoisiers	164
• Données de terrain	164
• Pétrographie	164
➤ La bande de grès-quartzites du Nord	164
➤ Les intercalations de schistes à faciès sub-ardoisiers	165
• Datation	166
- Quelques généralités sur les chitinozoaires	166
- Résultats des extractions réalisées sur les échantillons de l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire	169
- Echantillons observés en lame mince et au MEB	170
II.4.3. Etude structurale	172
II.4.3.1. Structure des alternances schisto – gréseuses	174
• Critères macrostructuraux	174
• Critères microstructuraux	174
II.4.3.2. Structure de la bande de grès-quartzite du Nord et ses intercalations de schistes sub-ardoisiers	176
• Etude macrostructurale	176
• Etude microstructurale	176
• Etude des axes <c> du quartz	178
- Principes de mesures des axes <c> et <a> des grès-quartzites et quartzites étudiés	178
- Interprétation des figures de pôles (FdP) obtenues	180
- Conclusion à cette étude microscopique des grès-quartzites	181
II.5. Structure générale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire	182

Chapitre III – Les autres unités du domaine ligérien : bassin d’Ancenis, unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé et bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes	185
III.1. Le bassin d’Ancenis	187
III.2. L’unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé	197
Article : Faure M. et Cartier C. (1998). Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de Saint-Clément-de-la-Place (unité de Lanvaux, Massif armoricain). C. R. Acad. Sci. Paris, 326, p. 795-802	200
III.3. Le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes	208
III.4. Structure d’ensemble du domaine ligérien	211
 Chapitre IV – Interprétation géodynamique	 215
IV.1. Cadre géodynamique de la chaîne hercynienne	217
IV.2. Modèle d’évolution géodynamique du domaine ligérien et de la lanière continentale Armorica	224
Article : Cartier C., Faure M. et Lardeux H. (2001). The Hercynian Orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. Terra Nova, 13, p. 143-149	231
IV.3. Discussion de ce modèle	238
Article : Cartier C., Faure M. et Lardeux H. (2001). A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia : a discussion. Journal of Structural Geology, sous presse	241
 Conclusion	 249
 Références bibliographiques	 253
 Liste des figures	 269
 Annexes	 273
Annexes 1 , Terminologies utilisées par les différentes cartes au 1/50000 ^{ème} couvrant l’unité de Saint-Georges-sur-Loire	275
Annexe 2 : Tableau répertoriant les recherches de conodontes réalisées dans les faciès calcaires par H. Lardeux	279
 Annexes 3 : analyses microsonde	
Annexe 3 , Tableaux 1: Analyses ponctuelles des pyroxènes à la microsonde électronique	281
Annexe 3 , Tableaux 2 : Analyses ponctuelles des feldspaths à la microsonde électronique	284
Annexe 3 , Tableau 3 : Analyses ponctuelles des amphiboles à la microsonde électronique	285
Annexe 3 , Tableaux 4 (4a à 4c) : Analyses ponctuelles des chlorites à la microsonde électronique	286
Annexe 3 , Tableau 5 : Analyses ponctuelles des épidotes à la microsonde électronique	287
Annexe 3 , Tableaux 6 : Analyses ponctuelles des céladonites à la microsonde électronique	288
 Annexes 4 : analyses géochimiques	
Annexe 4 , Tableaux 1 : Tableau 1 a : Analyses géochimiques sur roches totales des volcanites basiques du Moulin Bachelot (données Maillet, 1977 ; Pivette, 1978 ; Carpenter et al., 1982 et Cabanis, 1986)	289
Tableau 1 b : Analyses géochimiques sur roches totales des volcanites basiques de la vallée de la Romme, du Mont-Juillet et de Fégréac (données Maillet, 1977 ; Pivette, 1978 ; Carpenter et al., 1982 et Cabanis, 1986)	290
Annexe 4 , Tableaux 2 : Tableau 2 a : Analyses géochimiques sur roche totale des volcanites acides (données Maillet, 1977)	291
Tableau 2 b : Analyses géochimiques sur roche totale des volcanites acides (données Pivette, 1978)	292
Annexe 4 , Tableaux 3 : Tableau 3 a : Nouvelles analyses géochimiques sur roche totale des volcanites basiques de l’unité de Saint-Georges-sur-Loire	293
Tableau 3 b : Nouvelles analyses géochimiques sur roche totale des volcanites acides de l’unité de Saint-Georges-sur-Loire	293

Annexe 5 : Mode opératoire pour la séparation des zircons et monazites à l'aide de liqueurs denses	295
Annexe 6 : Principales caractéristiques des échantillons de matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire attaqués pour en extraire les microfossiles	299
Annexe 7 : Protocole pour l'extraction de microfossiles organiques, d'après Paris (1993), modifié	303
Annexe 8 : Principales caractéristiques des échantillons de l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire attaqués pour en extraire les microfossiles	309

I nt r oduct ion

INTRODUCTION

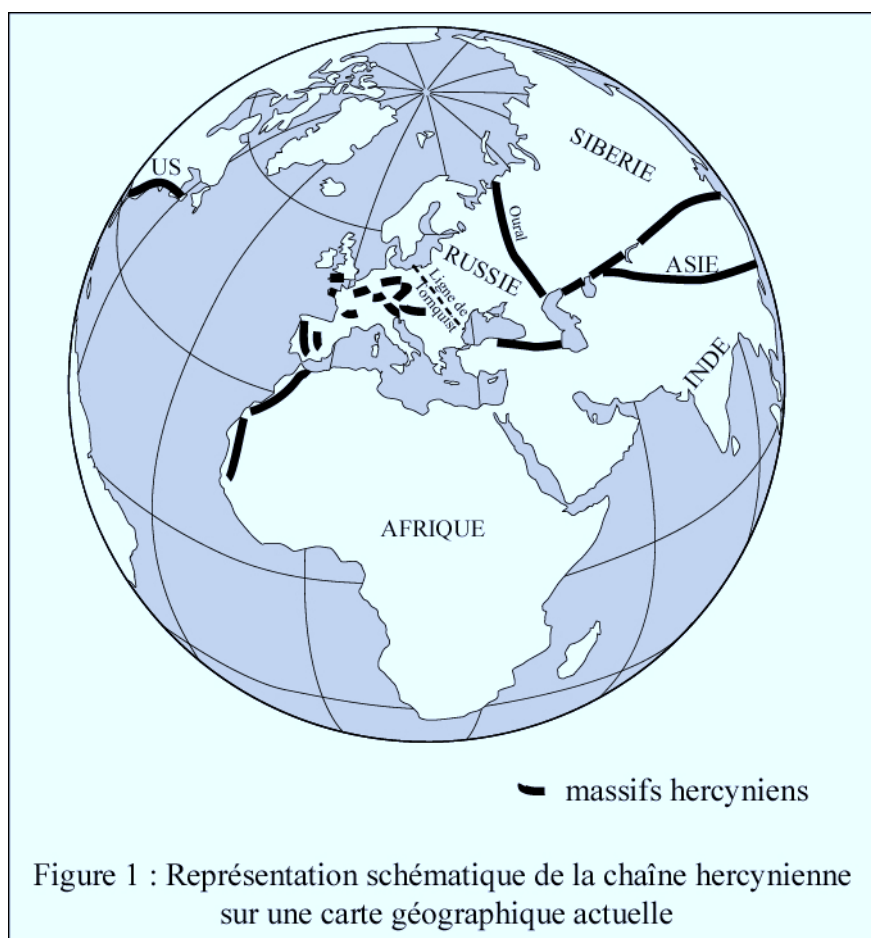
Dans la chaîne hercynienne ouest européenne, le Sud du Massif armoricain permet d'étudier la limite entre deux domaines importants : Armorica et Gondwana. Bien que la zonation du Massif armoricain ait été reconnue depuis longtemps, de nombreux problèmes lithostratigraphiques et tectono-métamorphiques demeurent. Il s'agit de questions essentielles puisque les réponses vont contraindre les modèles géodynamiques. Le domaine ligérien constitue une zone clé de l'Armorique méridionale. Il est formé par différentes unités, parmi lesquelles on trouve le « bassin » de Saint-Georges-sur-Loire, unité des plus méconnues de ce domaine, car mal exposée et faiblement métamorphique. En premier lieu, un travail bibliographique est nécessaire pour tenter d'harmoniser et d'unifier les différents objets et concepts. Cette synthèse est complétée par des données de terrain de première main concernant les aspects lithologique, stratigraphique, pétro-géochimique et structuraux de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et des unités environnantes (Chap. II et III). Toutes ces nouvelles données conduisent à proposer un modèle géodynamique (Chap. IV) en terme de collisions multiples et de rifting.

Chapitre I : Cadre géologique

CHAPITRE I : CADRE GEOLOGIQUE

I.1. Place du Massif armoricain dans la chaîne hercynienne

La chaîne hercynienne (ou chaîne varisque) s'étend sur 1000 km de large et 8000 km de long, depuis les Etats-Unis (Ouachitas et Appalaches), l'Afrique de l'Ouest (Mauritanides et Maroc), l'Europe occidentale et orientale (Ibérie, Massif armoricain, Massif Central, Bohême) et jusqu'en Asie méridionale et centrale (Caucase, Pamir, Kunlun, Tianshan ; Matte, 1991, fig.1).



Le Massif armoricain est un fragment de la chaîne hercynienne. Il constitue avec l'Ibérie à l'Ouest ; le Massif Central, les Ardennes, les Vosges, le Harz, la Forêt-Noire et la Bohême à l'Est, la chaîne hercynienne ouest européenne (p. ex Robardet et al., 1994, Franke, 1989 ; fig. 2 et 3). La continuité de cette chaîne est interrompue par de grands bassins sédimentaires mésozoïques, tels le bassin Parisien, le bassin Aquitain ou le bassin de l'Ebre par exemple (fig. 2). La chaîne hercynienne ouest européenne s'étend donc sur plus de 3000 km de long et 700 à 800 km de large. Elle présente à l'Ouest une importante virgation, la virgation galico-armoricaine (Bard, 1997) ou « arc ibéro-armoricain » (Matte, 1986 ; fig. 2 et 3) reconnu grâce aux corrélations paléogéographiques et tectonométamorphiques existantes entre le Massif armoricain et l'Ibérie au cours du Paléozoïque anté-carbonifère (Paris et Robardet, 1977 ; Ballèvre et al., 1992). La limite nord de la chaîne hercynienne ouest

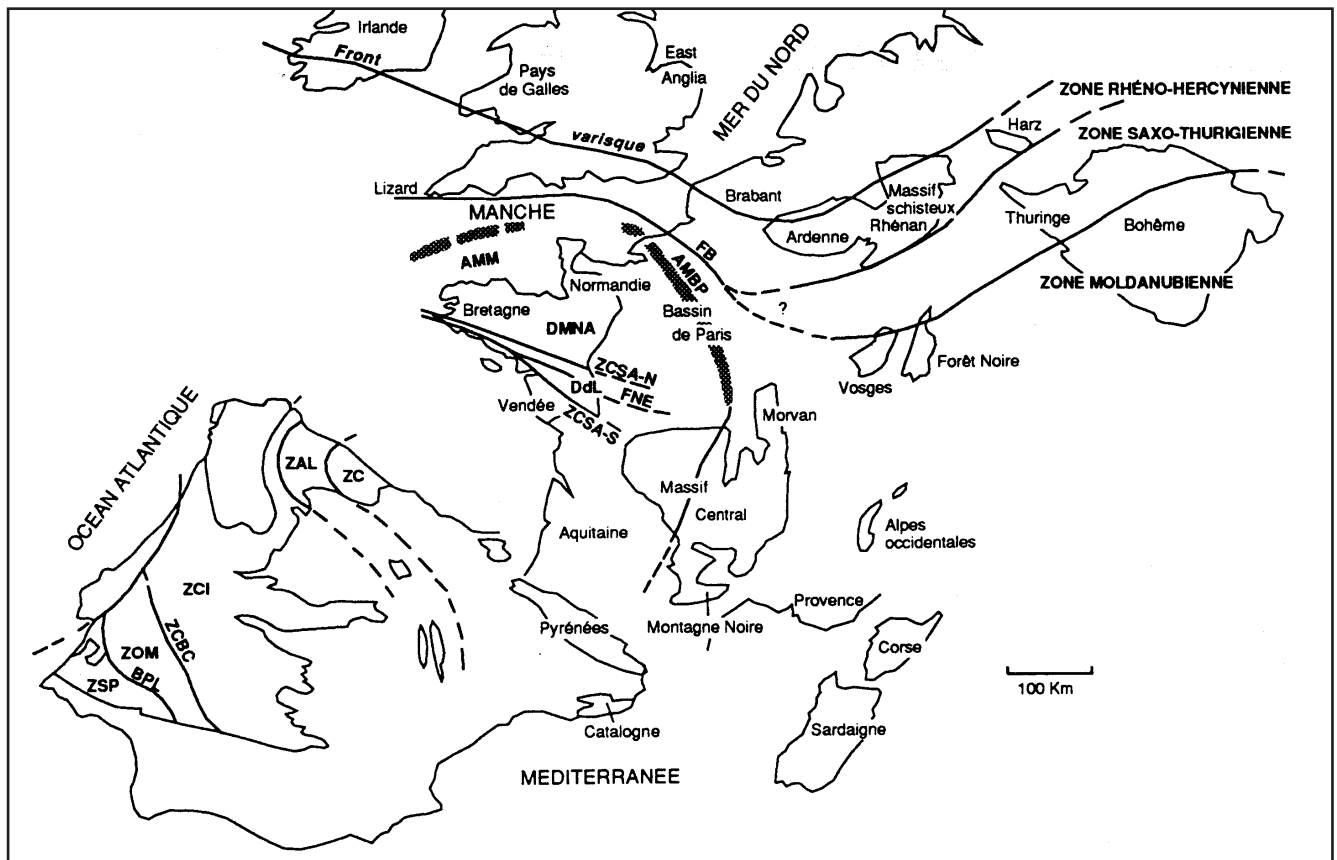


Figure 2 : Les massifs varisques en France dans leur cadre européen (Robardet et al., 1994)

AMBP : Anomalie Magnétique du Bassin de Paris ; AMM : Anomalie Magnétique de la Manche ; BPL : Unités océaniques de Béja et de Pulo de Lobo ; DMNA : Domaine Médio-Nord Armorica ; DdL : Domaine de la Loire ; FB : Faille du Bray ; FNE : Faille de Nort-sur-Edre ; ZAL : Zone Asturo-Léonaise ; ZC : Zone Cantabrique ; ZCBC : Zone de Cisaillement Badajoz-Cordoba ; ZCI : Zone Centre Ibérique ; ZCSA : Zone de Cisaillement Sud-Armoricaine (N : branche nord, S : branche sud) ; ZOM : Zone d'Ossa Morena ; ZSP : Zone Sud-Portugaise.

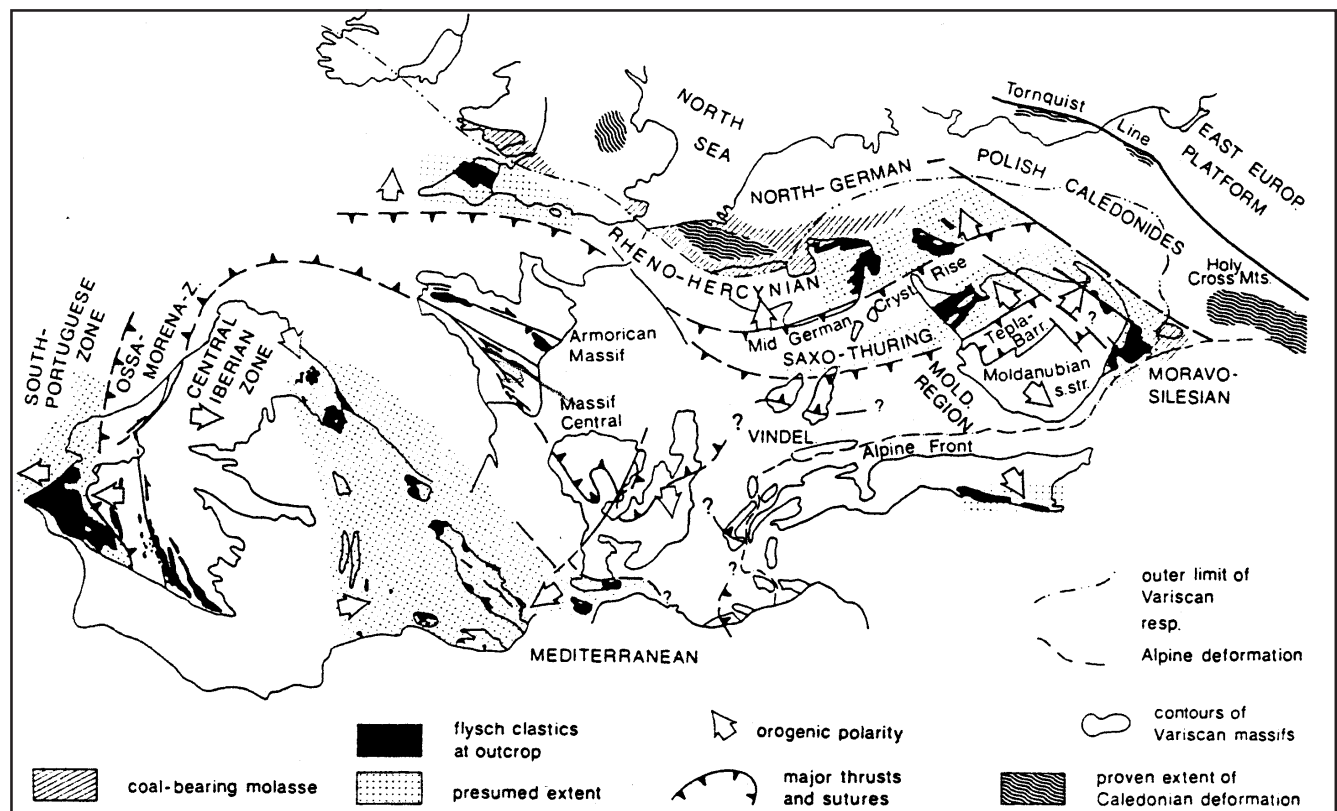


Figure 3 : Principaux éléments structuraux de la chaîne varisque d'Europe au Carbonifère inférieur (Franke, 1989)

européenne correspond à une succession de chevauchements plats à vergence nord appelé front hercynien. Au Nord-Est, elle est limitée par les décrochements NW-SE de l'Elbe et de Tornquist et au Sud par le front alpin (Matte, 1986, 1991 ; Franke 1989 ; fig. 3). La zone externe de la chaîne est constituée par des bassins dévono-carbonifères, peu ou pas métamorphiques, sans granitoïdes et à sédimentation terrigène de type flysch (Matte, 1986, fig. 4a).

La zone interne de la chaîne est constituée de terrains d'âge Protérozoïque que à Carbonifère tectonisés et en partie métamorphisés. Ces terrains ont subi une évolution métamorphique complexe, exposant des faciès de haute pression mais également des faciès métamorphiques de plus basse pression et haute température allant jusqu'à l'anatexie. Ces terrains ont également connu une histoire tectonique complexe polyphasée sous forme de nappes, de chevauchements et de décrochements ductiles (Matte, 1986 ; fig. 4a). Une coupe de la branche nord de l'arc Ibéro-Armoricain recoupant les Ardennes et le Massif Armoricain permet d'apprécier l'allure générale de la chaîne, avec un caractère en éventail marqué par des chevauchements vers le Nord et vers le Sud (fig. 4b).

Cette zone interne a pu être divisée en différentes unités sur des critères structuraux, lithologiques (reconnaissance de zones ophiolitiques), métamorphiques (roches de haute pression) et paléobiogéographiques. Ces unités sont limitées par des zones de sutures, qui diffèrent selon les auteurs (p. ex Franke, 1989 ; Neugebauer, 1989 ; Matte 1991). Depuis Kosmatt (1927), la chaîne hercynienne est divisée en plusieurs zones (fig. 2,3 et 4) :

- la zone Rhéno – hercynienne,
- la zone Saxo – Thuringienne,
- la zone Moldanubienne

en Europe de l'Est (Bohême, Harz, Massif schisteux rhénan et Ardennes, Vosges et forêt Noire)

- la zone nord armoricaine,
- la zone sud armoricaine et Massif Central,

en France,

- la zone sud Portugaise,
- la zone Ossa- Morena,
- la zone centrale Ibérique,

en Europe du Sud (Ibérie).

Les corrélations entre ces unités ibériques, françaises et de l'Europe de l'Est reposent sur des critères pétrographiques, tectono-métamorphique, radiochronologiques et faunistiques. Elles diffèrent selon les auteurs (p. ex Cogné, 1977 ; Matte, 1986; Robardet et al., 1994 ; Shelley et Bossière, 2000).

Pour Matte (1991, fig. 4), la suture nord ibérique de Coimbra-Cordoba correspond à la suture du Massif Central car ces deux sutures représentent les zones d'enracinement de grandes nappes cristallines. Les protolithes mafiques et le métamorphisme de haute pression des roches océaniques ont également des âges comparables en Galice et dans le Massif Central (480 Ma environ pour l'âge des protolithes, Peucat et al., 1990 et Pin et Lancelot, 1982 et 440-400 Ma pour le métamorphisme de haute pression, p. ex Pin et Peucat, 1986 ; Paquette et al., 1995).

La suture sud ibérique de l'Ossa Morena peut quant à elle être corrélée avec la suture du Lizard car ces deux sutures contiennent des roches ophiolitiques dévoniennes (Munha et al., 1989). Cette suture est décalée par la faille de Bray et se poursuit à l'Est par une suture cryptique, située au Sud du Massif Schisteux Rhénan, marquée par des roches océaniques dévoniennes (Davies, 1984 ; Pin et al., 1988). L'ensemble est appelé la suture « Rhin-Lizard » (Matte, 1998).

Plus au Sud se trouve la suture du Münchberg-Tepla, caractérisée en Bohême par des metabasites écolitiques à composition de MORB, dont le métamorphisme de haute pression

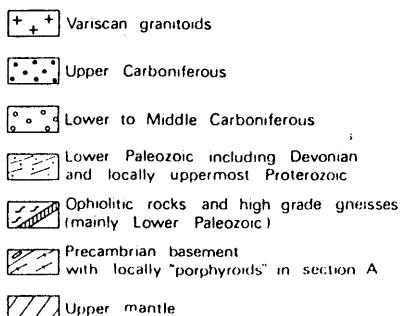
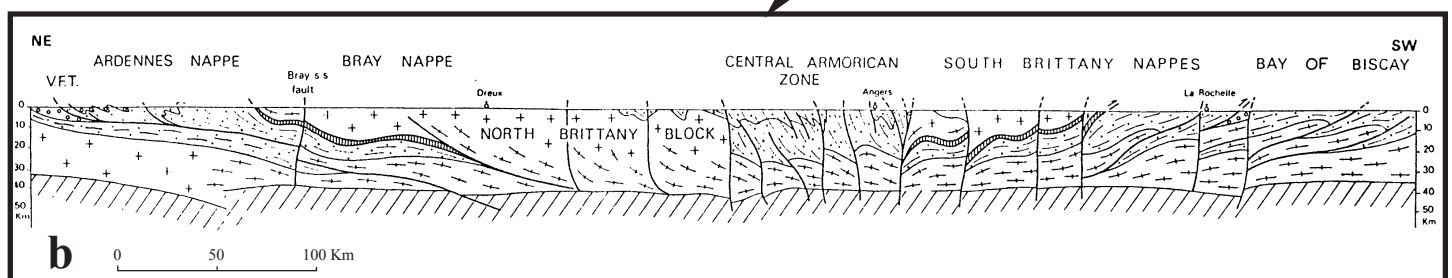
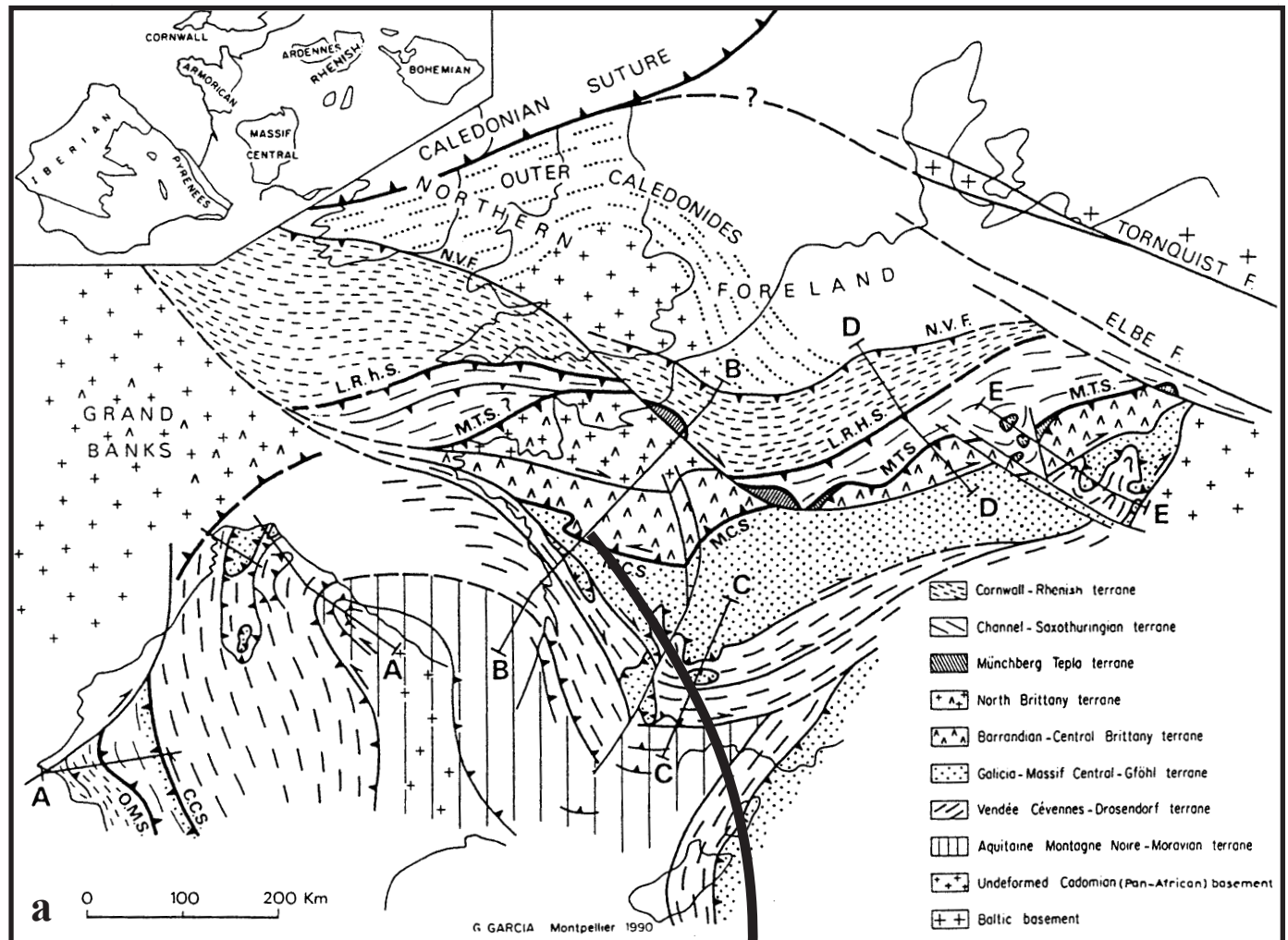


Figure 4 : a. Carte structurale de l'Europe varisque (Matte, 1991). NVF : Front hercynien Nord, LRhS : Suture Rhin-Lizard, MTS : Suture Münchberg-Tepla, MCS : Suture Massif Central, CCS : Suture Coimbra-Cordoba, OMS : Suture Ossa Morena.

b. Coupe sur une section Armorique-Ardenne (Matte, 1991)

est daté entre 420-430 Ma (Quadt et Gebauer, 1988). Cette limite pourrait être reliée à la suture du Conquet-Penzé qui limite le bloc du Léon, en Bretagne septentrionale.

I.2. Les grands traits géologiques du Massif armoricain

Le Massif armoricain est un massif hercynien français, immergé au Nord et à l'Ouest sous l'Atlantique et la Manche. Les anomalies gravimétriques et magnétiques permettent d'avoir une image des prolongements du Massif armoricain tant vers l'Ouest que vers l'Est, sous les sédiments mésozoïques du Bassin Parisien (au delà des côtes, socle submergé, Lefort, 1975 ; carte des anomalies de Bouguer, Weber, 1967).

Ce massif a essentiellement été structuré au cours du Paléozoïque (440 à 290 Ma) subdivisé en une période paléozoïque inférieure (ou cycle varisque) et une période paléozoïque supérieure (cycle Hercynien au sens strict), mais il a aussi connu une histoire précambrienne (2200 Ma à 540 Ma) avec l'orogénèse cadomienne principalement (620 à 540 Ma). Ces structurations successives lui ont donné sa configuration actuelle qui se compose de différents bassins sédimentaires orientés NW-SE, séparés par des bandes granitiques et orthogneissiques limitées par de grandes zones de cisaillement et formant un éventail convergent vers l'Ouest et ouvert vers l'Est (Cogné, 1974, fig. 5). Ces zones de cisaillement ainsi que les domaines de socle ont été retrouvés sur les études sismiques (profil sismique ECORS dans l'Est du Massif armoricain, Matte et Hirn, 1988), la tomographie (Judenherc et al., 1999) et les études gravimétriques, spectrométriques et aéromagnétiques (p. ex Gumiaux et al., 2000, Truffert et al., 2001).

I.2.1. Les différentes unités du Massif armoricain

Le Massif armoricain est découpé en trois grandes zones sur des critères principalement structuraux selon les décrochements dextres tardi-hercyniens (Cogné, 1974), mais également selon des critères pétrographiques, géophysiques et géochronologiques (Cogné, 1974, Le Corre et al., 1991...). Ce sont, du Nord au Sud (fig. 5) :

- la zone nord armoricaine ou Armorique septentrionale,
- la zone centre armoricaine ou Armorique centrale,
- la zone sud armoricaine ou Armorique méridionale.

I.2.1.1. La zone nord armoricaine

La zone nord armoricaine comprend les domaines mancellien et domnonéen à l'Est et le Léon à l'Ouest (figs. 5 et 6).

- Les *domaines mancellien et domnonéen* (fig. 6) :

Ces deux domaines correspondent à un fragment de la chaîne atlantique panafricaine et constituent le « bloc cadomien » (Chantraine et al., 2001). Le domaine domnonéen situé au NW est considéré comme un domaine orogénique, à croûte épaissie, tectonisé de façon intense et le domaine mancellien situé au SE est interprété comme continental et peu tectonisé (Chantraine et al., 2001). La frontière entre ces domaines est marquée par le système de failles Plouagat-Coëtmieux et faille de Belle-Isle-la Fresnaye (ou chevauchement principal cadomien, « MCT », fig. 5 et 6, Balé et Brun, 1989). Cette frontière correspond à la suture de la chaîne cadomienne (Chantraine et al., 2001). La limite sud de ces domaines coïncide avec le cisaillement nord armoricain (CNA, Le Corre et al., 1991 et réf. incluses), grand accident subvertical affectant le socle cadomien et réactivé à l'Hercynien. Les domaines mancellien et

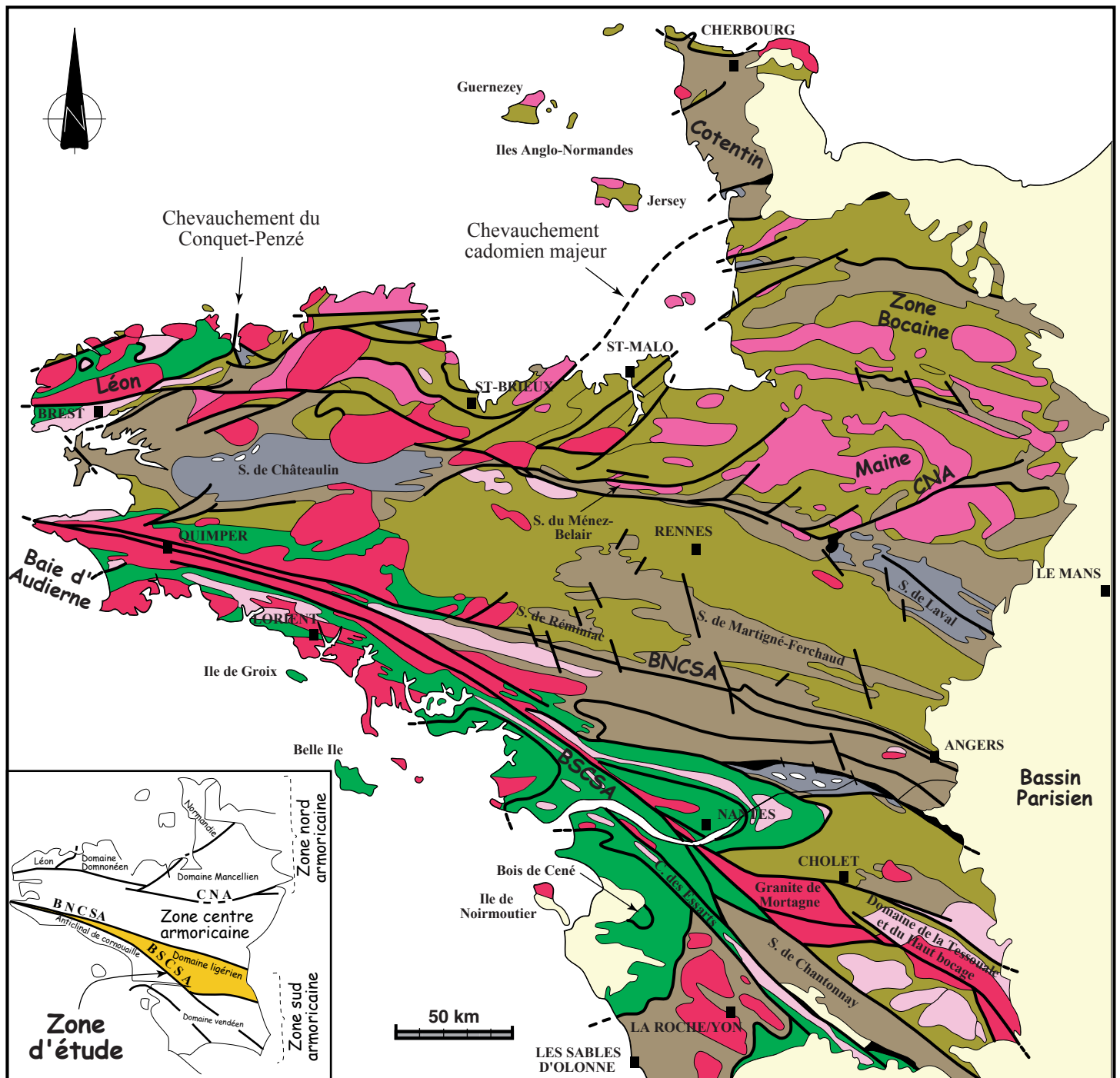


Figure 5 : Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain (modifiée d'après Cogné, 1974 et Le Corre et al., 1991)

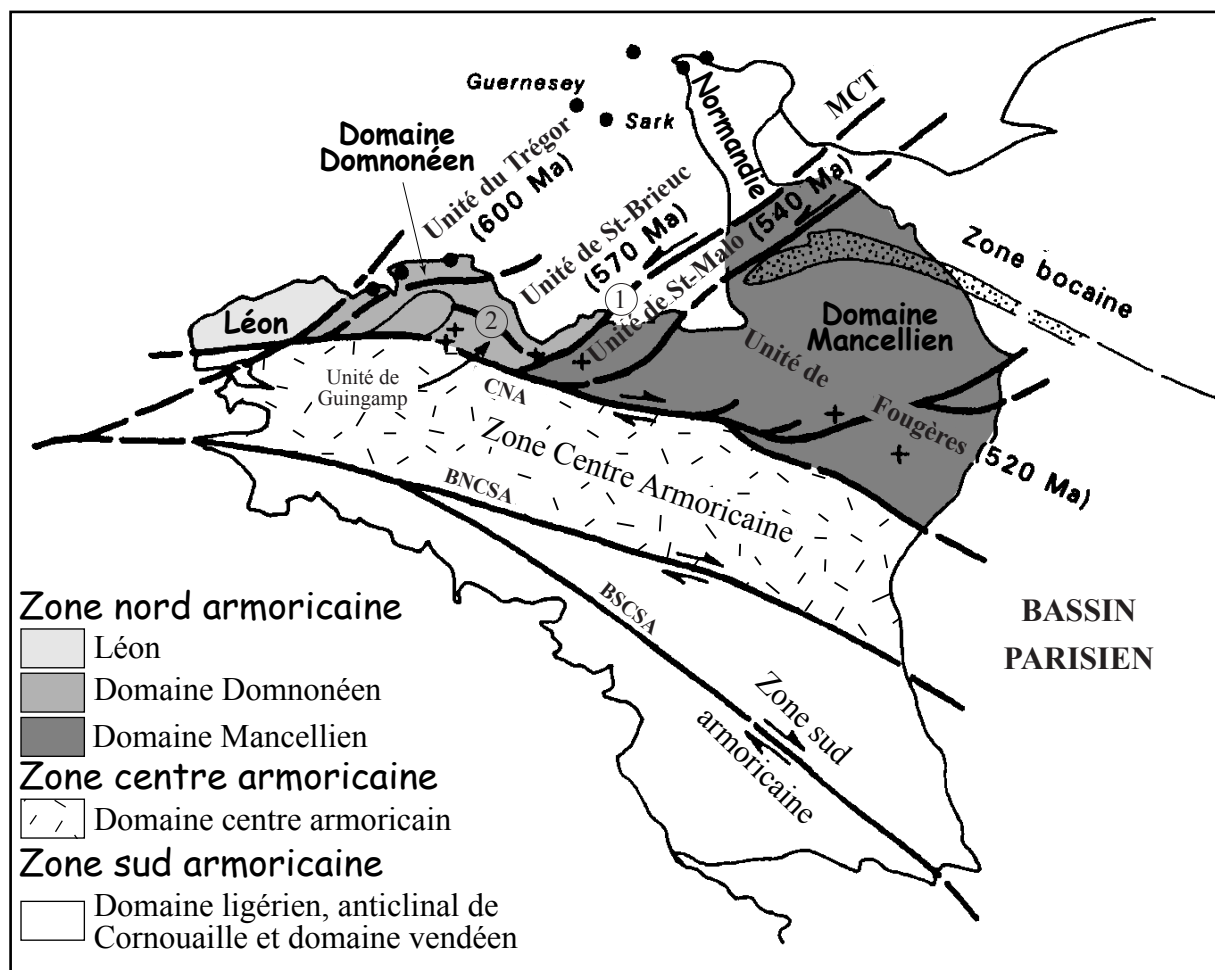


Figure 6 : La zone nord armoricaïne et ses composantes
(modifié d'après Ballèvre et al., 2001)

Pour la chaîne cadomienne, les âges indiqués sont les âges de refroidissement déduits des âges Ar/Ar (Ruffet et al., 1990, Dallmeyer et al., 1991, 1993) et les points noirs montrent la localisation des reliques de socle icartien (2000 Ma).

① : Faille de Belle-Isle-la Fresnaye = MCT (Chevauchement Cadomien Majeur)

② : Faille de Plouagat-Coëtmieux

CNA : Cisaillement Nord Armoricain, BNCSA : Branche Nord du Cisaillement Sud Armoricain, BSCSA : Branche Sud du Cisaillement Sud Armoricain.

domnonéen sont découpés en différentes sous-unités par des failles qui ont joué au Cadomien et ont été réactivées à l'Hercynien (p. ex unité du Trégor, de Saint-Malo, etc. ; Brown, 1995, fig. 6). L'orogénèse cadomienne a surtout affecté ces domaines et la structuration hercynienne y est peu marquée. Ils présentent des terrains essentiellement précambriens, représentés par des granites fini cadomiens ainsi que des sédiments briovériens. Le socle de cette chaîne cadomienne est constitué par des noyaux orthogneissiques icartiens (2000 Ma, p. ex : orthogneiss granodioritique de Guernesey, fig. 6) reconnus dans le Cotentin, les îles anglo-normandes et l'unité du Trégor, ainsi que par des orthogneiss éo-cadomiens (Pentévrien de l'unité de Saint-Brieux, Egal et al., 1996).

Une sédimentation marine cambrienne accompagnée d'épanchements volcaniques cambro-ordoviciens (volcanites acides, Le Gall et Cabanis, 1985) est reconnue en *Normandie*. On rencontre également des terrains paléozoïques antécarbonifère constituant la couverture des granites cadomiens, ainsi que des granites hercyniens dans le NE armoricain (Cotentin, zone Bocaine et Maine, Rolet et al., 1994, fig. 5 et 6). Ces roches paléozoïques ont connu une structuration hercynienne polyphasée (Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur, Gresselin, 1990 et Rolet et al., 1994), marquée par des plis synschisteux droits ou déversés vers le Sud, associés à des chevauchements pouvant impliquer les micaschistes briovériens ou les granites cadomiens.

- *Le Léon* (fig. 5 et 6) :

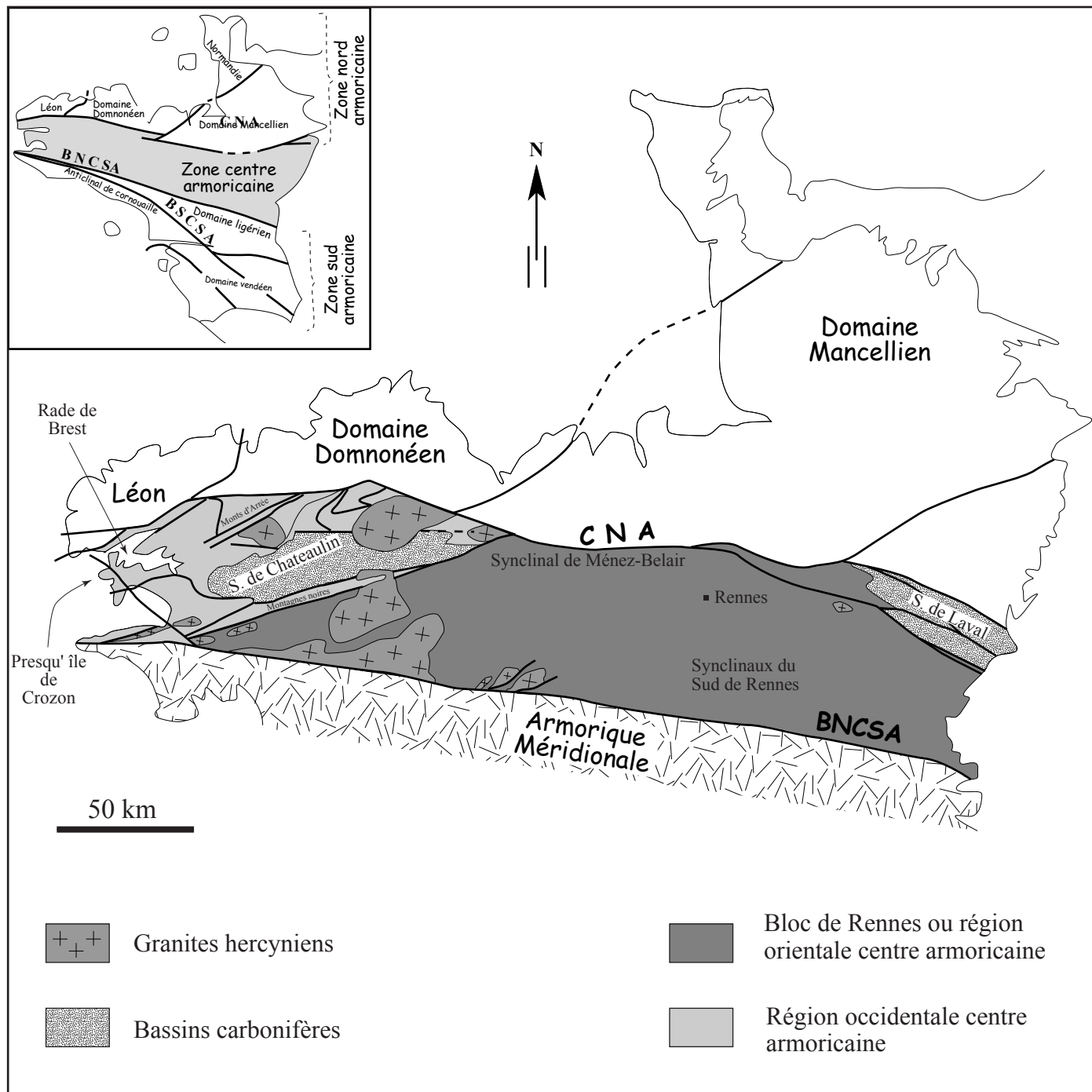
Il constitue, à l'extrémité NW du Massif armoricain, un domaine à part entière (p. ex Rolet et al., 1986, Balé et Brun., 1986, Le Corre et al., 1991). Il est limité au Sud par la faille de l'Elorn et à l'Est par le chevauchement du Conquet-Penzé. Il présente des roches métamorphiques d'âge paléozoïque, ce qui le différencie du bloc cadomien. Le Léon correspond donc à un segment de l'orogène hercynien et a subi une évolution indépendante. Il contient des roches de moyenne et haute pression (haute pression en relique dans les boudins d'éclogites, Cabanis et Godard, 1987, Paquette, 1987), et de moyenne température impliquées dans un empilement de nappes. Des granites carbonifères traversent cet empilement de nappes (p. ex : granite de Kersaint-Saint-Renan, 330-340 Ma, Rolet et al., 1994). Ce domaine a subi une histoire éo-hercynienne semblable à celle subie par le domaine sud armoricain (nappe de Champtoceaux, Balé et Brun, 1986, Rolet et al., 1986). Pour expliquer ces similitudes, différentes interprétations ont été proposées :

- Balé et Brun, 1986 suggèrent un déplacement latéral de 150 km vers le Nord du bloc du Léon le long du décrochement de l'Elorn à la fin du Dévonien
- Rolet et al., 1986 préfèrent invoquer un sous-charriage du Léon sous les roches paléozoïques de Bretagne centrale.

I.2.1.2. La zone centre armoricaine

La zone centre armoricaine est limitée au Nord par le CNA et au Sud par la branche nord du cisaillement sud armoricain (BNCSA). Elle est constituée par une succession de synclinaux qui sont, les bassins de Châteaulin, de Ménez-Bélair et de Laval développés d'Ouest en Est à proximité de la BNCSA, et les synclinaux du Sud de Rennes au Sud (synclinaux de Martigné-Ferchaud et de Rémignac, fig. 5 et 7). On y trouve des sédiments s'étalant du Néoprotérozoïque (Briovérien) au Paléozoïque supérieur (Ordovicien à Carbonifère), reposant sur un socle d'âge inconnu. Les sédiments paléozoïques sont discordants sur le briovérien.

Dans les bassins septentrionaux de Châteaulin, Ménez-Belair et Laval on trouve des dépôts bien développés d'âge ordovicien à carbonifère (anté-Stéphanien). Ils sont caractérisés par deux stades de déformation. Le premier, d'âge dévonien supérieur, se déroule en contexte épizonal pendant la « phase bretonne » (p. ex Cogné, 1974) et caractérisé par des plis, des



cisaillements et des glissements banc sur banc qui déforment les séries ordovico-siluriennes, comme par exemple dans la presqu'île de Crozon (Rolet et al., 1994). Le second stade, d'âge carbonifère inférieur, est lié au jeu décrochant dextre des cisaillements armoricains. Cette tectonique carbonifère inférieure provoque l'ouverture des bassins de Laval et de Chateaulin sous forme de pull-aparts dextres. La déformation dans ces synclinaux est caractérisée par des plis synschisteux droits ou déversés au Nord.

Dans les synclinaux du Sud de Rennes, les sédiments paléozoïques généralement peu épais se sont déposés après un épisode de distension ordovicien inférieur et sont représentés par des sédiments de plate-forme. On retrouve dans ces synclinaux une succession de formations caractéristiques, qui sont, de la base au sommet (Robardet et al., 1994, Janjou et al., 1998, fig.8) :

- des grès plus ou moins pélitiques à passées conglomératiques attribués au Briovérien (Briovérien défini selon Barrois, 1896, c'est à dire antérieur au Paléozoïque (Protérozoïque)),
- une formation grésopélitique et conglomératique rouge (formation de Pont-Réan (Tremadoc-Arenig ?)), unité de base de la série paléozoïque, recouvre en discordance le Briovérien,
- les grès inférieurs, schistes intermédiaires et les grès supérieurs constituent les trois membres du grès armoricain (Arenig),
- les schistes de la formation de Traveusot (Llanvirn-Llandeilo),
- les grès de la formation du Chatellier (Caradoc),
- les psammites et quartzites de la formation de Riadan (Caradoc),
- les grès-quartzitiques des formations de Poligné et de la Chesnaie (Ashgill-Llandovery),
- les siltites et schistes noirs de la formation de Rénac (Wenlock-Ludlow).

Dans ces synclinaux méridionaux, la déformation des formations paléozoïques est modérée et caractérisée par des plis droits synschisteux associés à un métamorphisme de bas grade pour les sédiments néoproterozoïques (Le Corre, 1978; Gapais, 1979). Cette déformation est liée principalement au jeu dextre des cisaillements armoricains et un gradient de déformation croissant du Nord vers le Sud existe (Le Corre, 1978 ; Rolet et al., 1994).

Deux subdivisions ont pu être réalisées dans la zone centre armoricaine en fonction de critères métamorphiques, des déformations et du plutonisme. Ce sont (Rolet et al., 1994, fig.7) :

- la région centre armoricaine occidentale composée de la presqu'île de Crozon, la rade de Brest, les Monts d'Arrée et les Montagnes Noires : Cette région a été déformée pendant tout le Dévonien et le Carbonifère et montre de nombreuses intrusions granitiques,
- la région centre armoricaine orientale, ou bloc de Rennes est constituée par des formations paléozoïques peu épaisses et souvent incomplètes, peu déformées à l'Hercynien et présente de nombreuses intrusions granitiques.

I.2.1.3. La zone sud armoricaine

La zone sud armoricaine ou Armorique méridionale est située entre la BNCSA au Nord et les côtes vendéennes au Sud. C'est la région qui a subi l'évolution tectonométamorphique hercynienne la plus complexe. On peut la diviser en trois parties, du Nord au Sud (Cogné, 1974 ; fig.9) :

- le domaine ligérien,
- l'anticlinal de Cornouaille,
- le domaine vendéen.

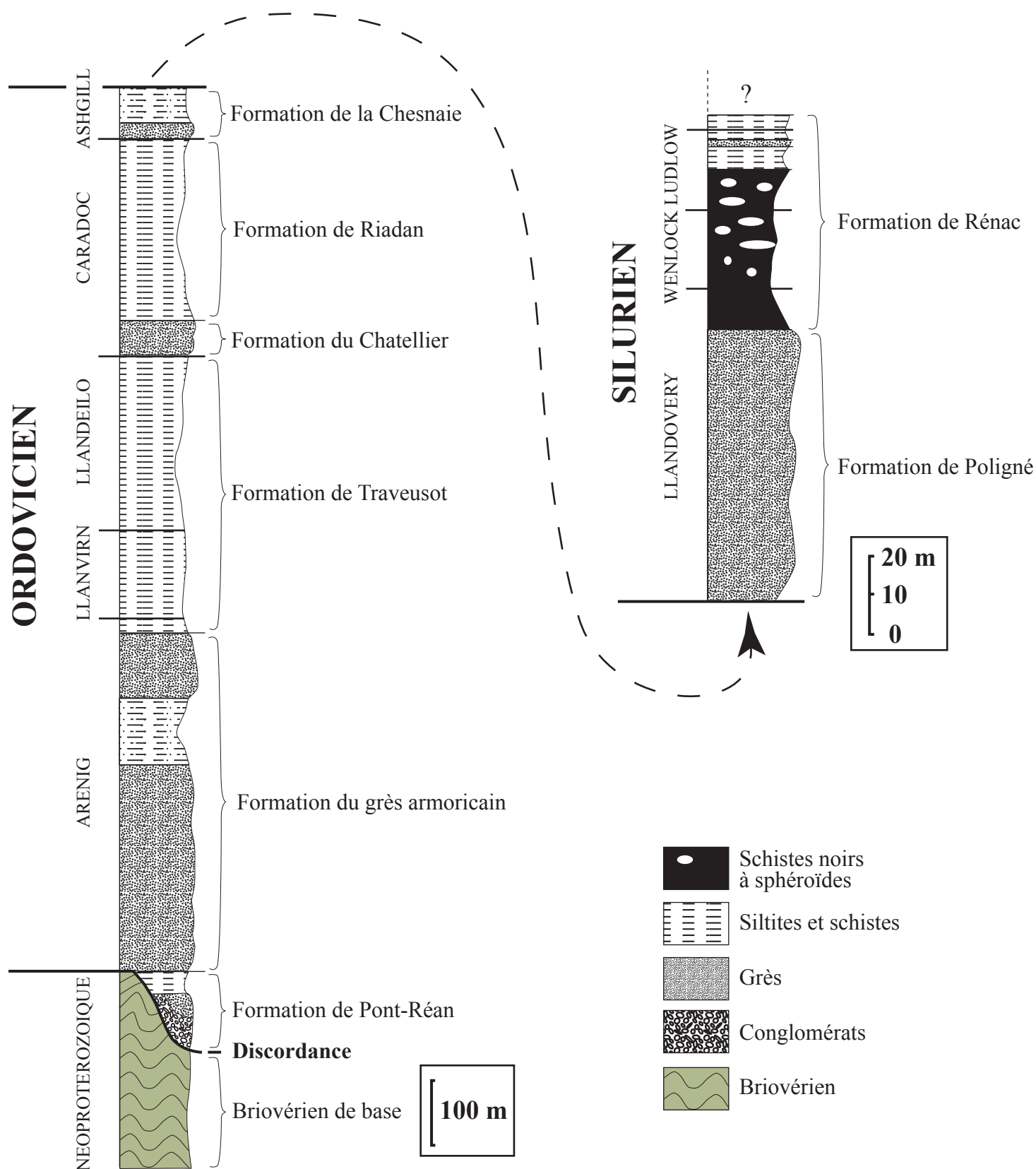


Figure 8 : Succession lithostratigraphique dans le synclinal de Martigné-Ferchaud (synclinaux du Sud de Rennes, modifié d'après Robardet et al., 1994)

Remarque : les deux colonnes représentées sont en continuité, mais les échelles diffèrent.

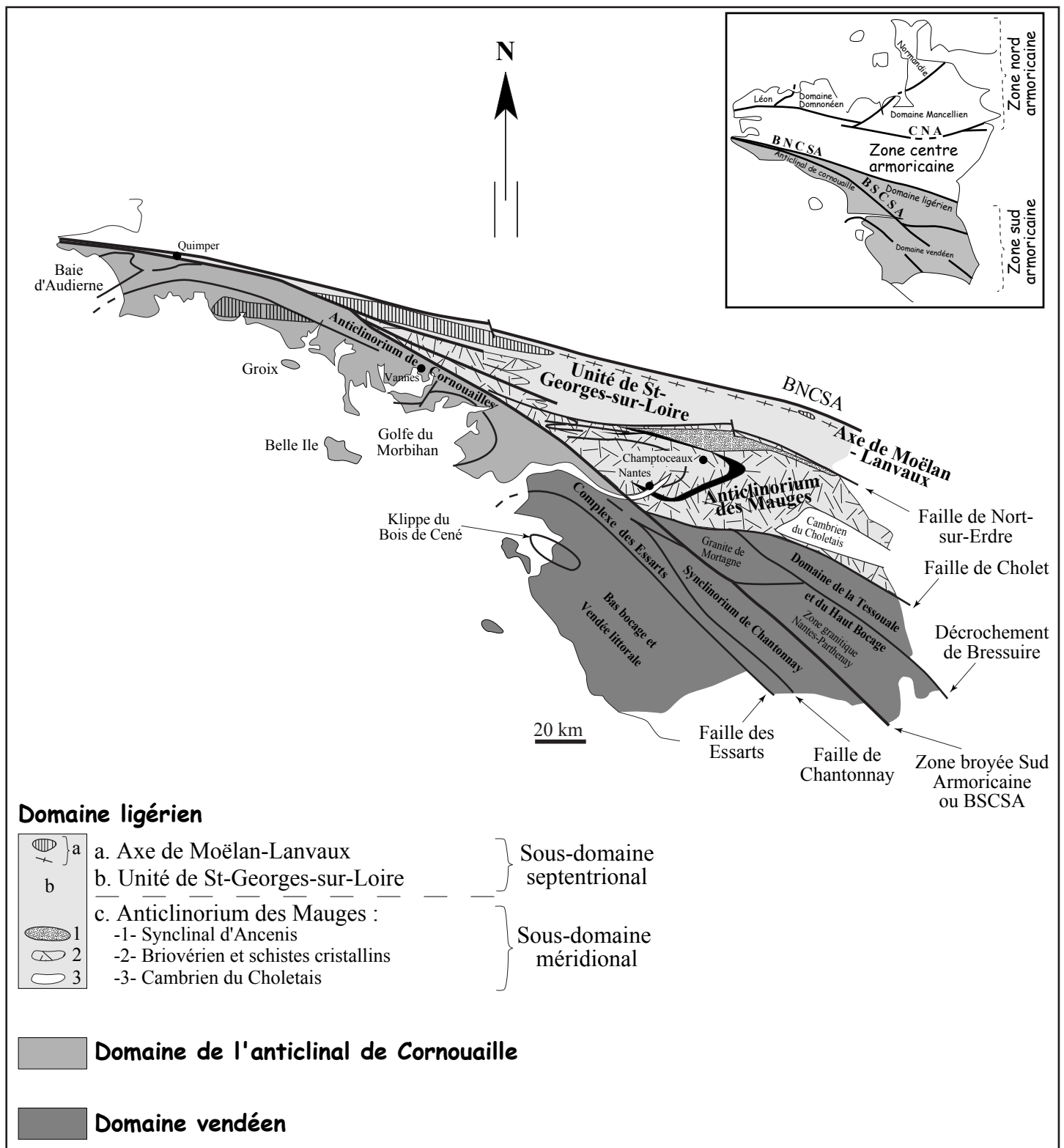


Figure 9 : Les divers domaines constitutifs de la zone sud armoricaine (modifiée d'après Cogné, 1974)
 BNC SA : Branche Nord du Cisaillement Sud Armoricain, BSCSA : Branche Sud du Cisaillement Sud Armoricain.

- *Le domaine ligérien*, qui constitue le sujet de ce mémoire, fera l'objet d'une présentation plus détaillée dans le paragraphe suivant.

- *L'anticlinal de Cornouaille* : Ce domaine est limité au Nord par la BSCSA et il s'étend des côtes de Bretagne méridionale (pointe du Raz) jusqu'à l'estuaire de la Loire. Il est encore mal connu et seules des études locales ont été entreprises. Les sites les plus étudiés sont, du Nord au Sud : la baie d'Audierne, l'île de Groix et le golfe du Morbihan (fig. 9).

La *baie d'Audierne*, située à l'extrémité ouest de l'Armorique méridionale est comprise entre deux zones de cisaillement (la BNCSA au Nord et la zone de cisaillement limitant le granite de Pont-l'Abbé au Sud). Deux unités y sont reconnues (non distinguées sur la figure 9) :

- l'unité inférieure exposant principalement des micaschistes, des roches basiques et ultrabasiques (amphiboles, gabbros, serpentinites), et des granulites basiques présentant un métamorphisme de HP dans le faciès granulite daté à 384 ± 6 Ma (Peucat et Cogné, 1974),
- L'unité supérieure est formée de pélites à intercalations de metabasites. Des granites carbonifères y développent des auréoles de contact.

Entre ces deux unités se trouvent des orthogneiss mylonitisés (datés à 470 ± 7 Ma, Peucat, 1983), des micaschistes à grenat-disthène (datés 480 ± 8 Ma, Peucat, 1983) et des éclogites. Les roches basiques et ultrabasiques sont considérées comme une séquence ophiolitique d'âge protérozoïque ou plus probablement paléozoïque (Peucat et Cogné, 1974). L'histoire tectono-métamorphique de cette zone est complexe et elle correspondrait à la klippe la plus occidentale du massif des Essarts.

L'île de Groix a été beaucoup étudiée à la fois sur les plans métamorphique, géochimique et géochronologique. Elle présente des métasédiments et metabasites métamorphisés dans des conditions de haute pression, basse température (HP-BT, faciès schistes bleus, 15-20 kbar et 400 à 500°C, Bosse et al., 1998) lors d'une déformation ductile intense et rétro-morphosés dans le faciès schistes verts. L'âge du métamorphisme HP est compris entre 420 et 390 Ma (âge Rb-Sr sur roches totales, Vidal, 1973) et 400 ± 12 Ma (U-Pb sur zircons, Peucat, 1986).

Le *golfe du Morbihan* est composé en majorité par des gneiss et des migmatites qui forment un dôme gneissique (Cogné, 1974). Ce dôme est centré sur les migmatites qui ont été métamorphisées à 750-800°C et 7-9 kbar (Schulz et al., 1996). Elles sont datées à 376 ± 19 Ma (Saint-Anne-d'Auray, âge Rb-Sr roche totale, Vidal, 1973) et 372 ± 24 Ma (âge U-Pb, Peucat, 1983). Elles sont plissées par des plis droits synfoliaux moulant la structure en dôme. Ces migmatites et gneiss sont chevauchés par les micaschistes et amphiboles de l'estuaire de la Vilaine qui ont subi un métamorphisme dans le faciès schistes verts. Au dessus de ce groupe de la Vilaine se trouvent les porphyroïdes de Belle Ile, équivalent des porphyroïdes de Saint Gilles (Vendée méridionale), d'âge Silurien supérieur à Dévonien inférieur (Peucat et al., 1986) sur lesquels reposent les schistes bleus de l'île de Groix. Des granitoïdes carbonifères sont également visibles dans l'anticlinal de Cornouaille (p. ex granite de Sarzeau daté à 300 Ma, Vidal, 1973).

- *Le domaine vendéen* : Il est limité au Nord par la faille de Cholet, à l'Est et au Sud par les sédiments du Bassin de Paris et à l'Ouest par la côte atlantique. Différentes unités structurales y sont reconnues, séparées par des failles. Ce sont, du Nord au Sud (Rolet et al., 1994, fig. 9) :

- le domaine du Haut Bocage et de la Tessouale,
- le synclinorium de Chantonay,
- le complexe des Essarts,
- le Bas Bocage et la Vendée littorale.

Le *domaine du Haut Bocage et de la Tessouale* est limité au Nord par le cisaillement ductile de Cholet et au Sud par la faille de Secondigny, ou BSCSA. Il est séparé en deux sous-unités par le décrochement de Bressuire. On y trouve une série métamorphique composée de gneiss rubanés silico-alumineux dont l'âge du protolithe est attribué au Néoprotérozoï que ou au Cambrien (Le Métour et al., 1989). Ces gneiss, dans des conditions de haute température, ont pu atteindre l'anatexie pour donner des migmatites telles que les migmatites de la Tessouale, de Montaigu et des Herbiers datées à 373 ± 6 Ma en U-Pb sur monazites. L'unité gneissique mésozonale de la Tessouale sert d'encaissant aux intrusions des granit α des hercyniens de l'axe Nantes-Parthenay (granite de Mortagne par exemple daté à 315 ± 15 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale, Guineberteau et al., 1987).

Le *synclinorium de Chantonay* est limité au Nord par la BSCSA et au Sud par la faille de Chantonay. Il est composé d'une série de roches sédimentaires datées du Cambrien au Dévonien moyen recouvertes par les métavolcanites de la Meilleraie formées en contexte arrière arc (Thiéblemont et Cabanis, 1986). Deux phases de déformation y sont reconnues. La première est d'âge dévonien inférieur et correspond à une tectonique en chevauchante dans le faciès schiste vert. La seconde, d'âge carbonifère inférieur est la plus facile à observer ; elle est marquée par des plis droits synschisteux associés aux décrochements dextres (Bouton, 1990). Le long de la bordure sud de ce synclinal (faille de Chantonay), on trouve les formations charbonneuses et gréseuses non métamorphiques du "Sillon Houiller" de Vendée d'âge namuro-westphalien.

Le *complexe des Essarts* comprend plusieurs unités structurales situées entre la faille de Chantonay et la faille des Essarts. Il s'agit du complexe leptyno-amphibolique de Montaigu et des unités des Essarts et de Mervent.

Le *complexe leptyno-amphibolique de Montaigu* est situé au NW du synclinorium de Chantonay et contient des amphibolites et gneiss de HP-HT.

L'*unité des Essarts* comprend des orthogneiss et des metabasites à reliques éclogitiques et granulitiques. Ces metabasites ont connu un métamorphisme de HP-HT ($16-20$ kbar et $700 \pm 100^\circ\text{C}$, Godard et al., 1981) daté à $413 \pm 15-12$ Ma (U-Pb sur zircons, Peucat et al., 1982) et ont été rétrotransformées dans le faciès amphibolite pendant le charriage de l'unité des Essarts sur l'unité de Mervent.

L'*unité de Mervent* est composée de métagrauwackes, d'orthogneiss ocellés ordoviciens (446 ± 22 Ma, Vidal, 1980) et de métavolcanites acides. Les reliques de roches de HP ne sont pas connues dans cette unité.

Les unités des Essarts et de Mervent exposent des foliations subverticales acquises tardivement sous l'effet du jeu des cisaillements dextres. Ces foliations portent une linéation d'allongement NW-SE.

Le *Bas Bocage et la Vendée littorale* ne constituent pas une zone structurale à proprement parler, mais vu les conditions d'affleurement médiocres dans le Bas Bocage, on associe cette région à la côte vendéenne. Cette zone est caractérisée par une foliation subhorizontale et un empilement de nappes (Burg, 1981, Cannat et Bouchez, 1986).

La *klippe des schistes bleus à glaucophane du Bois de Céné* (relique d'un événement tectonométamorphique de HP, Triboulet, 1991) surmonte la nappe des porphyroï des de Saint Gilles. Ces schistes bleus à glaucophane auraient connu la même histoire métamorphique que ceux de l'île de Groix (Triboulet, 1991).

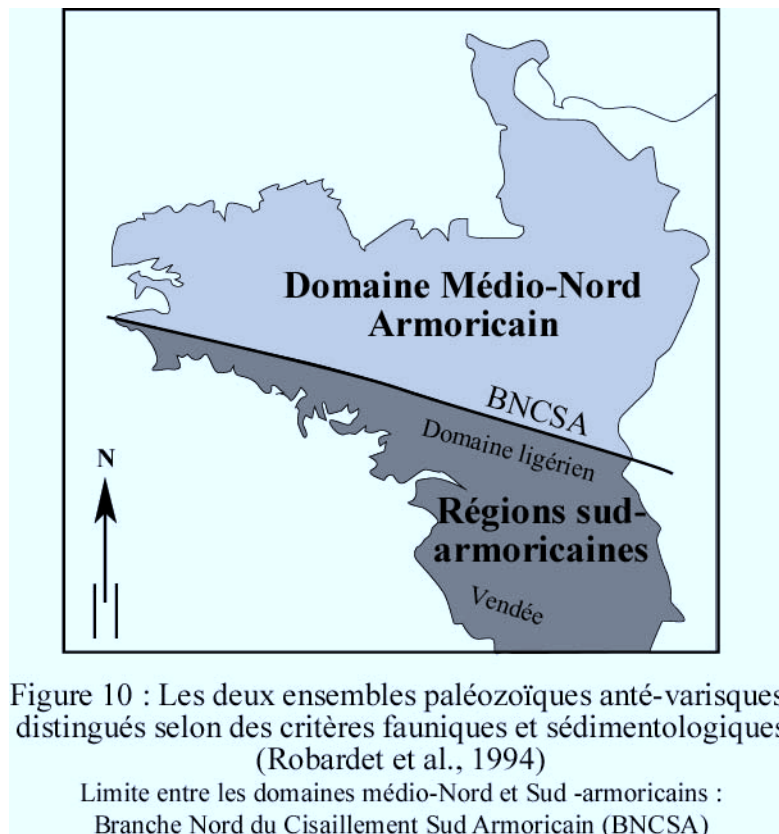
La *nappe des porphyroï des de Saint-Gilles* est une formation volcano-sédimentaire composée de micaschistes et pélites surmontés par des ignimbrites et des rhyolites affectées par un métamorphisme épizonal. Elle est datée à 405 ± 5 Ma (U-Pb sur zircon, Peucat et al., 1986). Elle repose tectoniquement sur la formation de Brétignolles-sur-Mer.

La *Formation de Brétignolles-sur-Mer* est interprétée pour partie comme une formation à blocs (blocs d'ampélite Ordovicien supérieur ou Silurien, de phtanites et pélites rouges du Silurien inférieur, d'une série rythmique phyllito-quartzitique du Silurien moyen et de calcaires dolomitiques non datés, Ters, 1979) emballés dans une matrice volcano-

sédimentaire tournaisienne (Colchen et Poncet, 1989). La série métamorphique des Sables d'Olonne affleurant plus au Sud est considérée comme l'équivalent de la formation de Brétignolles-sur-Mer mais affectée par un métamorphisme qui augmente du Nord vers le Sud. On y rencontre en effet un métamorphisme de HP-BT qui va jusqu'à l'anatexie avec le granite du Puits d'Enfer daté à 388 ± 3 Ma (Rb-Sr sur roches totales, Vidal, 1976).

La déformation dans cette unité consiste en une foliation subhorizontale portant une linéation minérale d'allongement EW à cinématique vers l'Ouest très bien observée dans les porphyroïdes de Saint-Gilles avec l'allongement des agrégats quartzo-feldspathiques. Une linéation d'allongement NS plus ancienne est également rencontrée, elle est associée à la phase d'empilement de nappes. La seconde phase EW est soit liée à un événement compressif de charriage vers l'Ouest, soit à une tectonique extensive liée à la décompression de la série des Sables d'Olonnes et à son anatexie (p. ex Cannat et Bouchez, 1986).

- D'autres subdivisions fondées sur des contacts de nappes ou la paléogéographie ont été établies pour découper le Massif armoricain. Les critères fauniques et sédimentaires au Paléozoïque anté-varisque permettent par exemple de distinguer deux grands domaines au sein du Massif armoricain (Le Maitre, 1960, Paris et Robardet, 1990, Robardet et al. 1994 ; fig. 10).



- le domaine Médio- Nord - Armoricain (septentrional) qui s'étend des côtes de la Manche jusqu'au synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes et à la branche Nord du cisaillement Sud armoricain,
- le domaine Sud Armoricain (méridional) avec les bassins de Saint-Julien-de-Vouvantes, d'Ancenis, le domaine ligérien et la Vendée qui montrent des caractères fauniques originaux.

Ces deux domaines ont connu des histoires sédimentaires contrastées depuis la transgression ordovicienne. Ils sont aujourd'hui contigus mais occupaient vraisemblablement des positions plus lointaines durant la sédimentation pré-hercynienne (Robardet et al., 1994).

I.2.2. Le domaine ligérien : présentation bibliographique

Le domaine ligérien se situe dans la zone sud armoricaine et sa frontière septentrionale jouxte le domaine Médio-Nord-armoricain. Il est compris entre la BNCSA au Nord, la BSCSA à l'Ouest et la faille de Cholet au Sud. Il a été reconnu pour la première fois en tant que tel par Cogné (1974). Il divisait cette unité en trois sous-unités séparées par des failles (fig.9) :

- l'axe de Lanvaux au Nord,
- le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire,
- l'anticlinorium des Mauges au Sud comprenant le synclinal d'Ancenis, les schistes briovériens des Mauges, la nappe de Champtoceaux et le Cambrien du Choletais.

Son exploration a toutefois commencé bien plus tôt avec C. Barrois dès 1896 et Bureau (1900). Bureau considérait le domaine de la Loire Inférieure comme une succession de nombreux synclinaux et anticlinaux orientés E-W à NW-SE, séparés par des failles. Dans ce même domaine, du Nord au Sud, Péneau (1946), Lucas (1959) et Cavet et al. (1965) distinguaient :

- le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes ou synclinorium d'Angers,
- l'anticlinorium du Sud d'Angers ou anticlinorium de Candé (correspondant à l'anticlinal de Candé-Brissac d'Olivier Couffon (1934)),
- le synclinal d'Ancenis ou de Saint-Georges-sur-Loire ou de Redon-Ancenis au Sud.

Le découpage actuel du domaine ligérien a été élaboré sur des critères structuraux grâce aux travaux du Professeur Cavet, aidé de ses collaborateurs (Lardeux, Blaise, Marchand, etc.) et de leurs élèves (Dubreuil, Diot, etc.). Actuellement, le domaine est classiquement considéré comme constitué de deux sous-domaines (fig. 9, Blaise et al. (1980) et Diot (1980)) :

- un sous-domaine septentrional
- un sous-domaine méridional

Ces deux sous-domaines sont séparés par une faille majeure E-W à NW-SE, la faille de Nort-sur-Erdre, jalonnée par des formations carbonifères (Namuro-Westphalien) contenant du houiller productif. Cette faille reconnue dès les travaux de Bureau (1900), met en contact deux domaines radicalement différents dès le Paléozoïque que inférieur à la fois sur les plans paléogéographiques, pétrographiques et tectoniques. La signification de cet accident sera largement discutée par la suite.

I.2.2.1. Le sous-domaine septentrional du domaine ligérien

Ce domaine est constitué par différentes unités structurales orientées WNW-ESE. Ce sont, du Nord au Sud (Lardeux et Cavet, 1994 ; fig. 11) :

- *L'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes* (Péneau, 1929), est un bassin contenant des formations d'âge Ordovicien à Dévonien, séparé du domaine médio-Nord-armoricain par un contact faillé, et qui montre à la fois des dépôts à affinités nord armoricaine sur son flanc Nord et sud armoricaine sur son flanc Sud.

- *L'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé* (Chauvel, 1960 ; Chauris et Lucas, 1966) est un anticlinorium à cœur formé d'orthogneiss ordoviciens très déformés et de granites hercyniens et à flancs constitués de formations néoprotérozoïques à ordoviciennes légèrement métamorphiques. Le contact entre les unités de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Lanvaux est la faille de Malestroît-Angers, ou Branche Nord du Cisaillement Sud Armoricain (BNCSA),

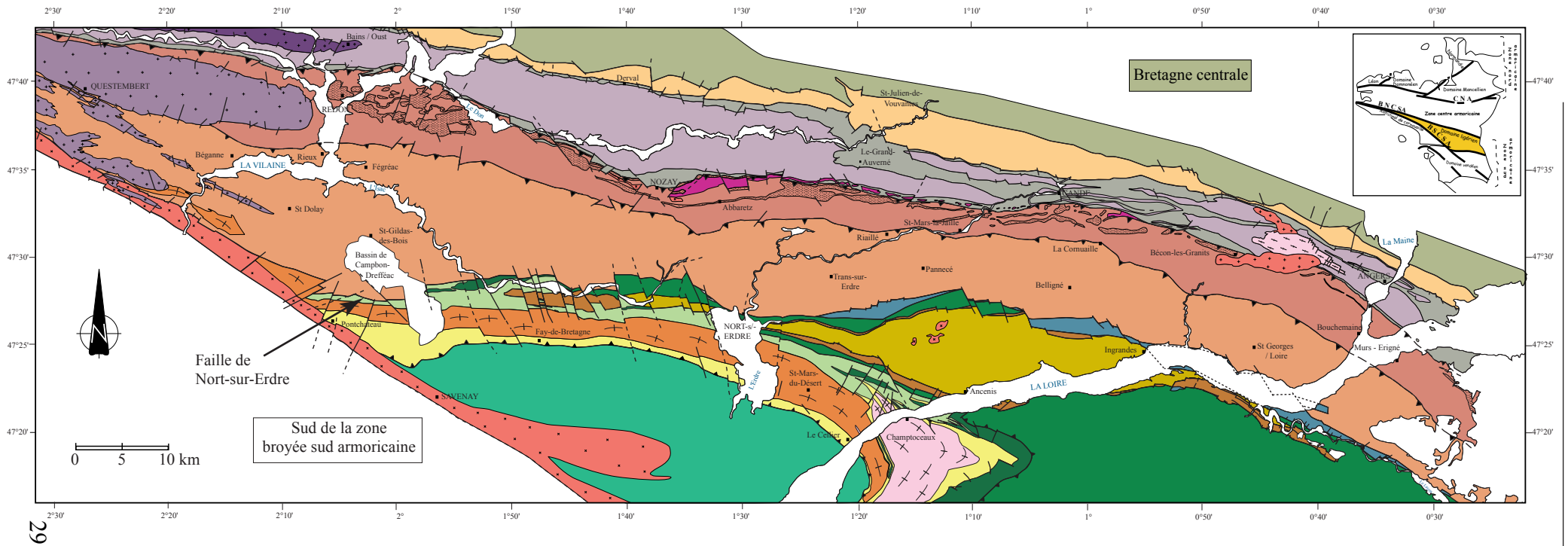


Figure 11 : Carte géologique simplifiée du domaine ligérien
d'après les cartes au 1/50000 de Malestroit, Questembert, La Roche Bernard, Pipriac, Redon, Savenay, Nozay, Nort-sur-Erdre, St-Mars-la-Jaille, Ancenis, Vallet, Segré, Chalonnes-sur-Loire, Chemillé, Le Lion d'Angers, Angers et Thouarcé.

● Formations sédimentaires

Formations mésozoïques et cénozoïques des bassins de Paris et de Campbon-Drefféac et alluvions de rivières

"Sillon Houiller" namuro-westphalien de Basse-Loire

Bassin d'Ancenis

Culm frasnio-dinantien

Paléozoïque (Arenig-Frasnien) du complexe olistolithique du bassin d'Ancenis

Unité de St-Julien-de-Vouvantes

Schisto-gréseux, calcaire et volcanique, Ordovicien inf. à Dévonien sup.

Unité de St-Georges-sur-Loire

Sous-unité olistolithique volcanique et schisto-gréseuse de St-Georges-sur-Loire (Ordovicien sup-Dévonien moy)

Sous-unité de Redon-Bouchemaine schisto-gréseuse et sans caractère volcanogène marqué (Ordovicien inf-Silurien ?)
G : grès de la forêt d'Ancenis (Caradoc)

Anticlinorium de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé

Amp : ampélites siluriennes du Houx
Schistes de Trélazé-Guémené-Penfao (Llanvirn-Llandeilo)

Schistes et arkoses de Bains (Briovérien-Ordovicien)

Zone centre armoricaine

Schistes et grès de Bretagne centrale

● Formations métamorphiques et magmatiques

Nappe des Mauges

Micaschistes briovériens et couverture cambro-ordovicienne des Mauges

Unité de Mauves-sur-Loire

Micaschistes (briovériens ?) de Mauves-sur-Loire

"Complexe" de Champtoceaux

Groupe leptyno-amphibolique du Cellier à enclaves de cornéennes tachetées et boudins d'éclogites

Gneiss plagioclasiqes mésozoaux à boudins d'éclogites et orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert

Micaschistes du Hâvre à passées graphiteuses et périclites serpentinisées

Orthogneiss de Champtoceaux

Unité de Drain-la Bossière : Métagabbros, métadolérites, périclites serpentinisées, éclogites et amphibolites

Anticlinorium de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé

Microgranite de Bécon-les-Granits/St-Lambert-la-Potherie (Westphalien)

Orthogneiss de St-Clément-de-la-Place (Arenig)

Granite de Lanvaux

Granites carbonifères

Granite de Questembert (Viséen sup)

Leucogranites du sillon de Bretagne, du Houx et granite de Mésanger

BNCSA : Branche Nord du Cisaillement Sud Armoricaire

BSCSA : Branche Sud du Cisaillement Sud Armoricaire

- *L'unité de Saint-Georges-sur-Loire* (Lucas, 1959 ; Cavet et al., 1976) est une unité originale épimétamorphique constituée par deux sous-unités séparées par un chevauchement du Sud vers le Nord (Ledru et al., 1986). La sous-unité septentrionale est schisto-gréseuse et la sous-unité méridionale est une série volcano-sédimentaire. L'unité de Saint-Georges-sur-Loire est séparée de l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé par un contact chevauchant vers le Nord (localement appelée faille de Freigné) et est limitée au Sud par la faille de Nort-sur-Erdre et les dépôts namuro-westphaliens du « Sillon Houiller » de Basse Loire.

Ces différentes unités brièvement présentées ci-dessus feront l'objet d'une étude plus approfondie dans la suite du mémoire.

I.2.2.2. Le sous-domaine méridional du domaine ligérien

Depuis Cogné (1974), ce domaine, situé au Sud du Sillon Houiller de Basse Loire, était considéré comme constitué d'un soubassement néoprotérozoïque déformé et métamorphique et d'une couverture paléozoïque discordante. Pour d'autres auteurs (p. ex Marchand, 1981 ; Ballèvre et al., 1987, Bosse et al., 2000), le sous-domaine méridional est formé par un empilement de nappes hercyniennes. Ces différentes unités empilées sont, d'Ouest en Est et de bas en haut (fig. 11, 12) :

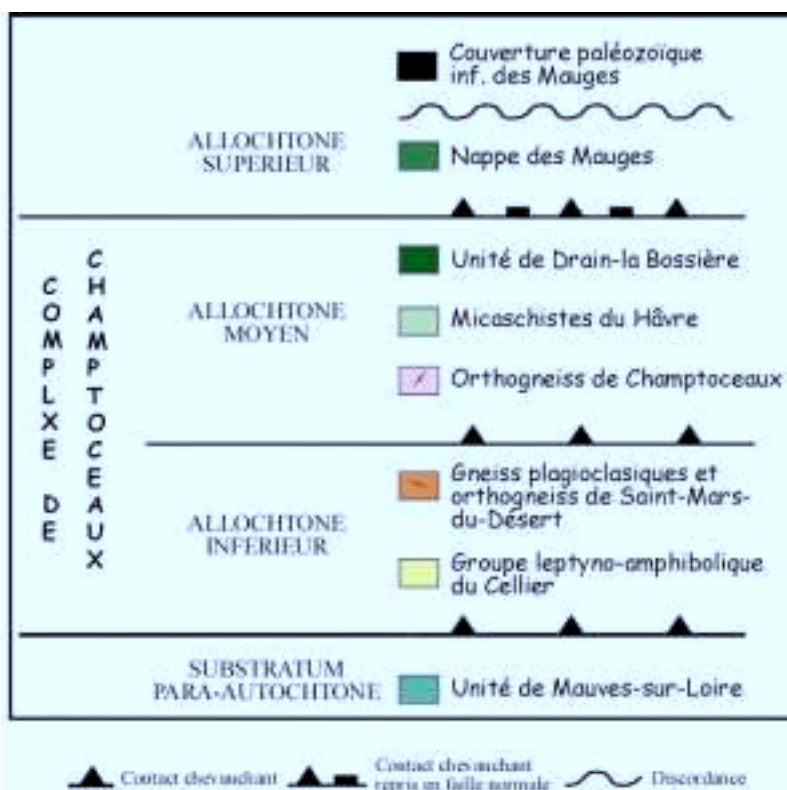


Figure 12 : Superposition des différentes unités dans le sous-domaine méridional du domaine ligérien (modifié d'après Bosse et al., 2000)

- *L'unité de Mauves-sur-Loire*, unité micaschisteuse monotone, paradérivée et présentant un métamorphisme de bas grade. Cette unité forme le substratum para-autochtone du complexe de Champtoceaux. L'âge du protolithe est traditionnellement considéré comme Briovérien, par analogie de faciès et de degré de métamorphisme avec l'unité des Mauges

(Barbaroux et al., 1983 ; Marchand et al., 1989), dont il sera question dans la suite de ce paragraphe. Elle est recoupée à l'Ouest par la branche Sud du cisaillement Sud armoricain. L'unité de Mauves-sur-Loire est séparée du complexe de Champtoceaux par un contact chevauchant.

- *Le complexe de Champtoceaux* était considéré par Cogné (1966) et Lagarde (1978) comme un pli couché d'âge cadomien, où les unités de haut grade occupaient le cœur du pli. Cette interprétation a été revue dans les années 80 grâce aux données géochronologiques qui ont montré que la tectonique et le métamorphisme étaient d'âge paléozoïque et relevaient donc de l'orogénèse hercynienne (p. ex Vidal et al., 1970 ; Paquette et al., 1984). Le complexe de Champtoceaux est donc aujourd'hui considéré comme un empilement de nappes paléozoïques, d'origine essentiellement orthodérivée et présentant des reliques de métamorphisme de haute pression-basse température (p. ex. Ballèvre et al., 1987). Ce complexe reposerait sur le substratum épimétamorphique de Mauves-sur-Loire par un contact chevauchant, déduit des différences de métamorphisme et de lithologie entre les deux unités (Cogné, 1966). Les auteurs admettent un transport du NE vers le SW (Marchand, 1981), mais leurs opinions ne reposent sur aucune donnée structurale. Deux unités allochtones forment le complexe de Champtoceaux. Ce sont, d'Ouest en Est (Marchand et al., 1969 ; Cavet et al. 1978 ; Marchand 1981 ; Barbaroux et al., 1983 ; Bosse et al., 2000) :

- *l'allochtone inférieure* est constitué par :

- *Le groupe leptyno-amphibolique du Cellier* constitué de gneiss leucocrates, de leptynites, de boudins d'éclogites, de gabbros coronitiques et d'enclaves de cornéennes de haute pression. Des lentilles métriques d'un métagranite (La Picherais, Vidal et al., 1980) passant en quelques centimètres à des gneiss ocellés et à des leptynites blastomylonitiques sont également rencontrés.
- *Les gneiss plagioclasiqes mésozonaux* à boudins d'éclogites et de métapélites de haute pression. Ils regroupent des roches d'origines différentes tectonisées qui ont pu appartenir soit au Complexe du Cellier soit à l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert (Marchand et al., 1989).
- *L'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert*, dérivé d'un ancien granite ordovicien, d'âge 485 ± 11 Ma (Paquette et al., 1984), il renferme des boudins d'éclogites.

Cet allochtone inférieur est séparé de l'allochtone moyen par un contact chevauchant.

- *L'allochtone moyen* est formé par :

- *Les orthogneiss migmatitiques de Champtoceaux*, ce sont des gneiss anatectiques avec en bordure des faciès de gneiss leptynitiques.
- *Les micaschistes du Hâvre*, paradérivés et volcano-détritiques métamorphisés dans la mésozone. L'âge de ces micaschistes est inconnu, mais ils sont attribués au Néoprotérozoïque par comparaison avec les micaschistes de Mauves-sur-Loire. On trouve dans ces micaschistes des passées graphiteuses qui, selon les auteurs de la carte de Savenay au 1/50000^{ème} (Marchand et al., 1989), rappellent l'unité de Saint-Georges avec laquelle ils sont en contact tectonique le long de la faille de Nort-sur-Erdre. On y rencontre également des niveaux basiques, amphibolites à épidote-actinote, boudins d'éclogites et péridotites plus ou moins serpentinisées et silicifiées.
- *Les métagabbros, métadolérites et métapéridotites de Drain-la Boissière* : Cette bande montre une association de roches basiques de lithologies variées, gabbros, dolérites et tufs basiques, qui ont subi une déformation ductile synmétamorphe et un métamorphisme dans le faciès amphibolite. Ces roches présentent peu de paragenèse relictuelle, les péridotites par exemple sont

totale­ment serpentinisées, chloritisées ou amphibolitisées. Néanmoins, un grenat relictuel et du spinelle brun ont été trouvés dans une lentille péridotite serpentinisée du Pont de Barel et la composition de ce grenat indique l'origine mantellique de ces roches (Marchand et al., 1989). Cette bande est bien marquée sur les cartes géologiques de Vallet et Ancenis au 1/50000^{ème} (Marchand et al., 1969 ; Cavet et al., 1978), et semble se poursuivre sur les feuilles de Nort-sur-Erdre et Savenay (Barbaroux et al., 1983 ; Marchand et al., 1989), le long de la faille de Nort-sur-Erdre.

Selon les auteurs, cet allochtone moyen est séparé de l'allochtone supérieur par un contact chevauchant (Blaise et al., 1980 ; Marchand, 1981), repris ensuite vraisemblablement en faille normale (Bosse et al., 2000).

- *La nappe des Mauges constitue l'allochtone supérieur.* Elle est constituée de schistes et de grau­wackes rapportés au Néopro­to­zoïque. Ces schistes et grau­wackes sont foliés, plissés et métamorphisés dans le faciès schistes vert au Précambrien, avant la transgression paléozoïque cambrienne, donc pendant le cycle cadomien (Blaise et al., 1970 ; 1980). Ils sont recouverts à l'Est par les sédiments post-paléozoïques du bassin Parisien. On peut ici remarquer que cette nappe des Mauges, structurée au Cadomien, n'est pas considérée par Chantraine et al. (2001) dans leur définition du « bloc cadomien » armoricain.

En rive droite de la Loire, les micaschistes des Mauges forment une étroite bande au Sud du bassin d'Ancenis (carte géologique d'Ancenis au 1/50000^{ème}, Cavet et al., 1978). Il en est de même pour le « horst de Pouillé-les-Coteaux » (fig. 11), situé au Nord du bassin d'Ancenis et limité sur sa partie septentrionale par le Sillon Houiller de Basse Loire (la faille de Nort-sur-Erdre). Ce horst correspond à la réapparition septentrionale du socle épimétamorphique des Mauges (Blaise et al., 1980). Cette disposition montre que le bassin carbonifère d'Ancenis se forme au sein de la nappe des Mauges. La couverture paléozoïque des Mauges est formée par les sédiments cambro-ordoviciens discordants sur les micaschistes néopro­to­zoïques.

- La couverture cambro-ordovicienne des Mauges est constituée par les *sédiments cambrien moyen de Cléré-sur-Layon* (Cavet et al., 1966) et la *formation arenigienne du Moulin de Châteaupanne* (Cavet et al., 1971). Ces formations non métamorphiques reposent en discordance angulaire sur le Briovérien des Mauges (Blaise et al., 1970). Un magmatisme acide est également reconnu dans la couverture de la nappe des Mauges. Il se compose de la série magmatique du Choletais, formée en contexte distensif en domaine intracontinental (Thiéblemont et al., 1987). Cette série est composée de volcanites essentiellement acides (rhyolites cambriennes du Choletais, Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) et du massif hypovolcanique de Thouars présentant des microgranites (datés à 434 ± 7 Ma, Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) associés à quelques intrusions basiques doléritiques et gabbroïques.

- *Le bassin d'Ancenis* est limité au Nord par la faille de Nort-sur-Erdre et le Sillon Houiller de Basse Loire et il est séparé au Sud de la nappe des Mauges par des contacts faillés. Sa forme en fuseau suggère une ouverture au sein des micaschistes des Mauges sous forme de pull-apart sénestre, au Dévonien supérieur ou au Carbonifère inférieur et le long de la faille décrochante de Nort-sur-Erdre (Diot, 1980). Il forme un synclinal à flancs étroits ordoviciens à frasnien et à cœur frasnien plus développé (fig. 11). Ce synclinal est bien visible au Nord de la Loire, mais devient plus discret au Sud (Cavet et al., 1971 et Diot et Blaise, 1978). Il est alors constitué par une étroite bande composée de trois unités différentes constituant un dépôt chaotique à la base du « culm » frasnien (Dubreuil, 1980, 1986).

I.3. Les problèmes posés par le domaine ligérien

La répartition et la composition des différentes unités du domaine ligérien soulignent les problématiques du domaine ligérien (fig. 13).

La séparation de ce domaine en deux sous-unités, une septentrionale et une méridionale repose à la fois sur des critères métamorphiques et structuraux. Les critères métamorphiques permettent de distinguer (fig. 13) :

- un sous-domaine septentrional épimétamorphique (faciès des schistes verts) constitué par les unités de Saint-Julien-de-Vouvantes, de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé et de Saint-Georges-sur-Loire,
- un sous-domaine méridional montrant un métamorphisme épizonal dans les unités de Mauves-sur-Loire et des Mauges et un métamorphisme méso à catazonal (faciès des amphibolites, des granulites et des éclogites) dans le complexe de Champtoceaux.

Le bassin d'Ancenis fait également partie du sous-domaine méridional. Il faut toutefois le considérer comme particulier dans ce sous-domaine méridional, car il est exempt de métamorphisme. Ainsi qu'il sera discuté par la suite, il s'est en effet ouvert dans la nappe des Mauges à la faveur d'un pull-apart sénestre le long de la faille de Nort-sur-Erdre au Carbonifère inférieur.

Les critères structuraux permettent également de retrouver ces deux sous-domaines. On trouve en effet :

- dans le sous-domaine septentrional, des mouvements vers le Nord ou le Nord-Ouest,
- dans le sous-domaine méridional, un empilement de nappes à composante vers le Sud (complexe de Champtoceaux).

La faille de Nort-sur-Erdre séparant ces deux sous-domaines correspond à une zone d'importance majeure pour la compréhension de la géodynamique ligérienne et plus largement de la chaîne hercynienne.

La position du domaine ligérien en terme de paléogéographie doit également être mise en valeur. Sa limite nord coïncide en effet avec la limite paléogéographique majeure du massif armoricain : limite entre le domaine médio-Nord-armoricain et le domaine sud armoricain. L'étude de ce domaine pourra donc apporter des précisions sur la paléogéographie et la géodynamique armoricaine.

De nombreuses clefs sont donc présentes dans le domaine ligérien. Elles permettront d'accéder à une meilleure compréhension de la dynamique armoricaine et de la chaîne hercynienne ouest européenne en général.

Les problématiques concernant le domaine ligérien sont multiples. Il s'agit :

- de regarder de façon approfondie les compositions lithologiques des formations du sous-domaine septentrional afin de clarifier et de préciser les répartitions paléogéographiques de ce domaine,
- de porter une attention plus particulière à l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, unité particulière et méconnue, située « idéalement » le long de la faille de Nort-sur-Erdre,
- d'interpréter la dynamique anté-hercynienne et hercynienne dans les unités septentrionales en regardant à la fois les mouvements propres à chaque unité et les jeux des cisaillements, failles et chevauchements les séparant les unes des autres,
- de préciser le rôle et la signification de la faille de Nort-sur-Erdre au cours des temps paléozoïques et ses relations avec le sous-domaine ligérien méridional.

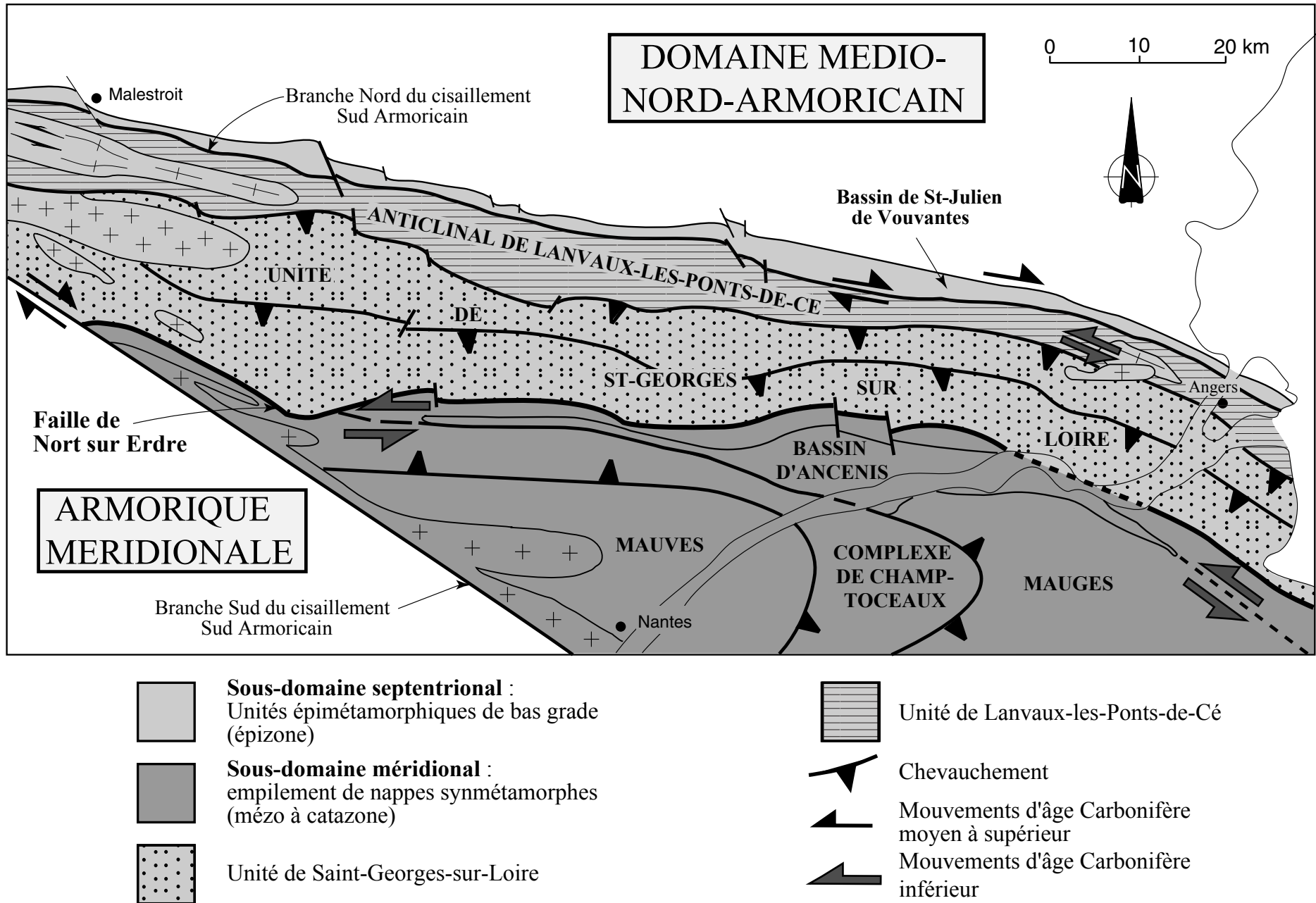


Figure 13 : Carte schématique du domaine Ligérien soulignant ses principales problématiques structurales, métamorphiques et paléogéographiques.

Chapitre II : L'unité de Saint- Georges-sur-Loire

CHAPITRE II : L'UNITÉ DE SAINT-GEORGES-SUR-LOIRE

II.1. Introduction

II.1.1. Situation

L'unité de Saint-Georges-sur-Loire, entité structurale et stratigraphique, se situe dans le domaine ligérien, plus précisément dans le sous-domaine septentrional, entre l'anticlinorium de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé au Nord et le bassin houiller de Basse Loire, limité par la faille de Nort-sur-Erdre, au Sud (fig.14). Elle s'étend au moins sur 150 km de long, de Redon à l'Ouest jusqu'à Brissac -Quincé et au delà sous les sédiments crétacés du Bassin Parisien à l'Est (Weber, 1973). Sa largeur maximale est d'une trentaine de kilomètres à la hauteur de Redon.

II.1.2. Historique des recherches

L'unité de Saint-Georges-sur-Loire a de tous temps intrigué et intéressé de nombreux auteurs. Elle présente en effet des caractères lithologiques particuliers avec un remplissage détritique, « ponctué », dans sa partie méridionale, par des volcanites acides et basiques, des pointements calcaires et des phanites. La particularité de cette unité tient également à sa composition originale par comparaison avec les unités supposées de même âge (p. ex Cavet et al., 1970) : unités de Saint-Julien-de-Vouvantes au Nord et d'Ancenis au Sud.

Son étude a débuté très tôt, soit par des études locales (p. ex R. Rondeau, 1893, 1897), soit par des études plus générales (p. ex Bureau, 1900). Elle n'est alors pas considérée comme unité paléogéographique ou tectonique particulière, mais faisant partie de vastes ensembles : bassin d'Ancenis-Teillé, ou de la Basse Loire composé du synclinal de Teillé et du synclinal d'Ancenis (Bureau, 1890, 1900) ; synclinal de Teillé (Barrois, 1896, Péneau 1934, Couffon, 1934) ; synclinorium de Redon-Ancenis (Cavet et al., 1965). C'est à Lucas (1959) que l'on doit l'appellation de « synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire », correspondant à la partie sud de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire telle quelle sera définie par la suite.

Le « synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire », d'abord rapporté à l'Ordovicien supérieur (Asghill) par Lucas (1959), a ensuite été considéré comme une série continue s'étalant de l'Ordovicien au Dévonien (p. ex Cavet et al., 1965, Blaise et al., 1980, Le Corre et al., 1991, Lardeux et Cavet, 1994). Cette série se serait déposée en contexte arrière arc et aurait ensuite été déformée à l'hercynien (p. ex Cogné, 1977).

Des travaux plus ciblés, traitant de la « série de Saint-Georges-sur-Loire » ou bien du « synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire » ont également été menés. Ils abordent la pétrologie, la sédimentologie, la stratigraphie, la radiochronologie, la géochimie, la structure, la paléogéographie et la géodynamique de cet ensemble.

➤ Arnaud en 1966, par une étude stratigraphique et pétrographique approfondie de la partie orientale de la « série de Saint-Georges-sur-Loire », la qualifie de « série spilite-kératophyre » comprenant à la fois « des laves basiques, des laves acides, associées à d'importants volumes de roches sédimentaires au caractère pyroclastique plus ou moins

accusé ». Il attribue cette succession à une série compréhensive allant de l'Ordovicien supérieur au Silurien et ébauche une interprétation paléogéographique et structurale.

➤ Maillet (1977) procède à une étude géochimique ponctuelle des volcanites acides et basiques de la région de Saint-Georges-sur-Loire, et distingue deux ensembles sédimentaires et volcaniques :

- un ensemble inférieur ordovicien supérieur, à volcanisme albitoporphyrrique, ayant pris naissance au niveau d'une croûte continentale amincie,
- un ensemble supérieur silurien et dévono-carbonifère constitué de rhyolites et des calcaires. Le volcanisme rhyolitique est donc considéré comme tardif et diachrone du volcanisme albitoporphyrrique.

➤ Pivette, en 1978, étudie les aspects stratigraphique, pétrographique, géochimique, métamorphique et structural de la partie occidentale de ce "synclinorium" dans la région de Redon. Il propose donc une succession lithostratigraphique synthétique de l'ensemble du « synclinorium » permettant de corréler les parties orientale et occidentale. Il distingue alors (fig. 15) :

- un ensemble inférieur schisto-gréseux à faciès volcano-sédimentaire et à phtanites du Llandovery (formations du grès armoricain, de Rochefort en Terre, de l'Eclys et de Fégréac)
- un ensemble supérieur (Silurien supérieur et Dévonien inférieur) composé par les calcaires des Roches.

Les relations entre ces deux ensembles restent inconnues.

➤ Une étude structurale est ensuite menée par Diot (1980) dans la partie orientale du "synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire". Deux déformations ont été distinguées :

- une déformation régionale D1 caractérisée par des plis P1 (N110 à N130 E) à plans axiaux parallèles à la schistosité régionale S1 et portant des linéations d'allongement orientées NW-SE et d'intersection surtout visibles dans le Nord du synclinorium.
- une déformation secondaire D2 caractérisée par un plissement P2, déformant la S1 et permettant la formation d'une linéation de crénulation régionale.
- une déformation synsédimentaire est également invoquée pour expliquer l'apparition de plis isoclinaux à axes variables dans les phtanites.

➤ Une nouvelle étude pétrographique et structurale a été menée par Johan et Le Métour (1982) pour les besoins de la prospection minière. Deux coupes y ont été réalisées, une E-W le long de l'autoroute Angers-Nantes et une N-S le long de la vallée de la Romme au Nord de Champocé-sur-Loire. Différents résultats ont été obtenus :

- deux épisodes volcaniques interstratifiés ont été reconnus (composition intermédiaire et basaltique), ils diffèrent des dykes et massifs doléritiques intrusifs dans les niveaux sédimentaires,
- deux générations de roches hypovolcaniques acides (anté et post-déformation) ont pu être séparées,
- deux phases de déformations ont été déterminées, un plissement de phase 1 et crénulation de la schistosité S1 lors de la phase 2.

➤ Les données géochimiques et géochronologiques de Maillet (1977) et Pivette (1978) sont reprises dans un article de synthèse par Carpenter et al. (1982). Deux principaux épisodes de volcanisme ont alors été déterminés :

- un épisode silurien inférieur permettant la mise en place des laves basiques du Moulin Bachelot en contexte de distension continentale,

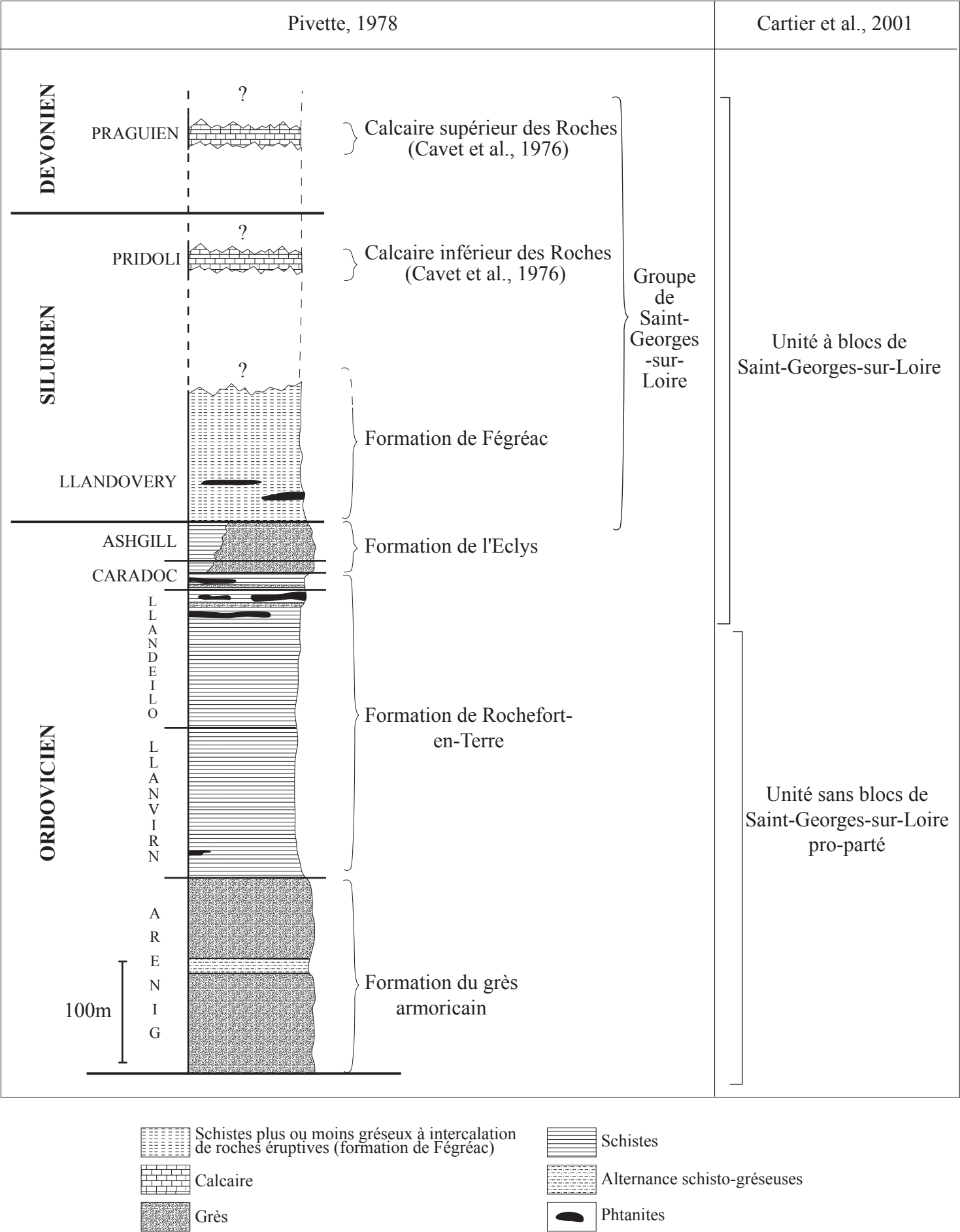


Figure 15 : Colonne lithostratigraphique synthétique de l'ensemble du "synclinorium" de Saint-Georges-sur-Loire (redessiné d'après Pivette, 1978) comparée à l'interprétation de Cartier et al., 2001

- un épisode fini-silurien aboutissant à la formation des metabasites d'Ingrandes en contexte d'arc insulaire ou de bassin arrière-arc.

➤ Ces données géochimiques seront une nouvelle fois traitées par Cabanis (1986) qui conclura à une évolution complète de la série basique depuis le fonctionnement d'un rift au Silurien inférieur, jusqu'à la mise en place d'un arc insulaire au cours du Silurien moyen.

➤ Viennent ensuite les travaux de Ledru et al. (1986, fig.16) qui distinguent deux unités lithologiques dans la terminaison orientale du bassin, tout comme Cavet et al. (1976) :

-la série de Bouchemaine-Erigné et les formations du synclinal de Redon au Nord, constituées de grès et siltites sans influence volcanique (Ordovicien-Silurien)

-la série de Saint-Georges-sur-Loire (s.s., déjà reconnue par Bureau (1890) et Lucas (1959) et décrite comme telle par Arnaud (1966)), à caractère volcanogène marqué. Dans cette série sont distingués un membre basal volcanogène, puis un membre à dominante détritique et au sommet, un ensemble volcanique franc. La série volcanogène de Saint-Georges-sur-Loire chevauche celle de Redon-Bouchemaine sous l'effet d'une tectonique tangentielle du Sud vers le Nord.

➤ Les derniers travaux sur « le complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire » ont été réalisés par Dubreuil (1986). Celui-ci a, pour la première fois, proposé mais non démontré, une sédimentation chaotique au sein de ce complexe, avec des blocs resédimentés. De plus, il a étudié en détail chacun des microfaciès carbonatés connus dans ce complexe afin d'en déduire le milieu de dépôt de ces carbonates et d'ébaucher une évolution géodynamique. Les faciès carbonatés ont également été comparés à ceux reconnus dans les unités de Saint-Julien-de-Vouvantes et d'Ancenis.

II.2. L'unité de Saint-Georges-sur-Loire

II.2.1. Définition

Comme le montre le paragraphe précédent concernant l'historique des recherches, différentes terminologies ont été invoquées : « synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire », « série de Saint-Georges-sur-Loire », « bassin de Saint-Georges-sur-Loire », « complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire ». Ces différentes appellations font référence à des entités structurales et/ou sédimentaires. Pour éviter des confusions et dans un souci d'uniformisation de la nomenclature, nous parlerons dans la suite du mémoire de *l'unité de Saint-Georges-sur-Loire*. Cette unité correspond à une entité structurale. Elle peut-être divisée en deux sous-unités, comme l'ont décrit Cavet et al. (1976, feuille d'Angers au 1/50000^{ème}) et Ledru et al. (1986, fig. 14) :

- une sous-unité septentrionale schisto-gréseuse s'étendant depuis Redon à l'Ouest jusqu'à Brissac-Quincé et au delà à l'Est. Cette sous-unité est constituée par une alternance de schistes et de grès et ne contient pas de volcanites,
- une sous-unité méridionale allant de Béganne à l'Ouest jusqu'à Thouarcé et au delà à l'Est. Cette sous-unité est composée en majorité de schistes et grès, avec des intercalations et de nombreux pointements de calcaires, phanites, laves acides et laves basiques.

Comme l'avaient remarqué les auteurs des cartes géologiques au 1/50000^{ème} d'Angers (Cavet et al., 1976), de Thouarcé (Blaise et al., 1985), de Chalonnes-sur-Loire (Cavet et al., 1970), d'Ancenis (Cavet et al., 1978) et de Nort-sur-Erdre (Barbaroux et al., 1983), la distribution cartographique des formations rencontrées dans la sous-unité méridionale est

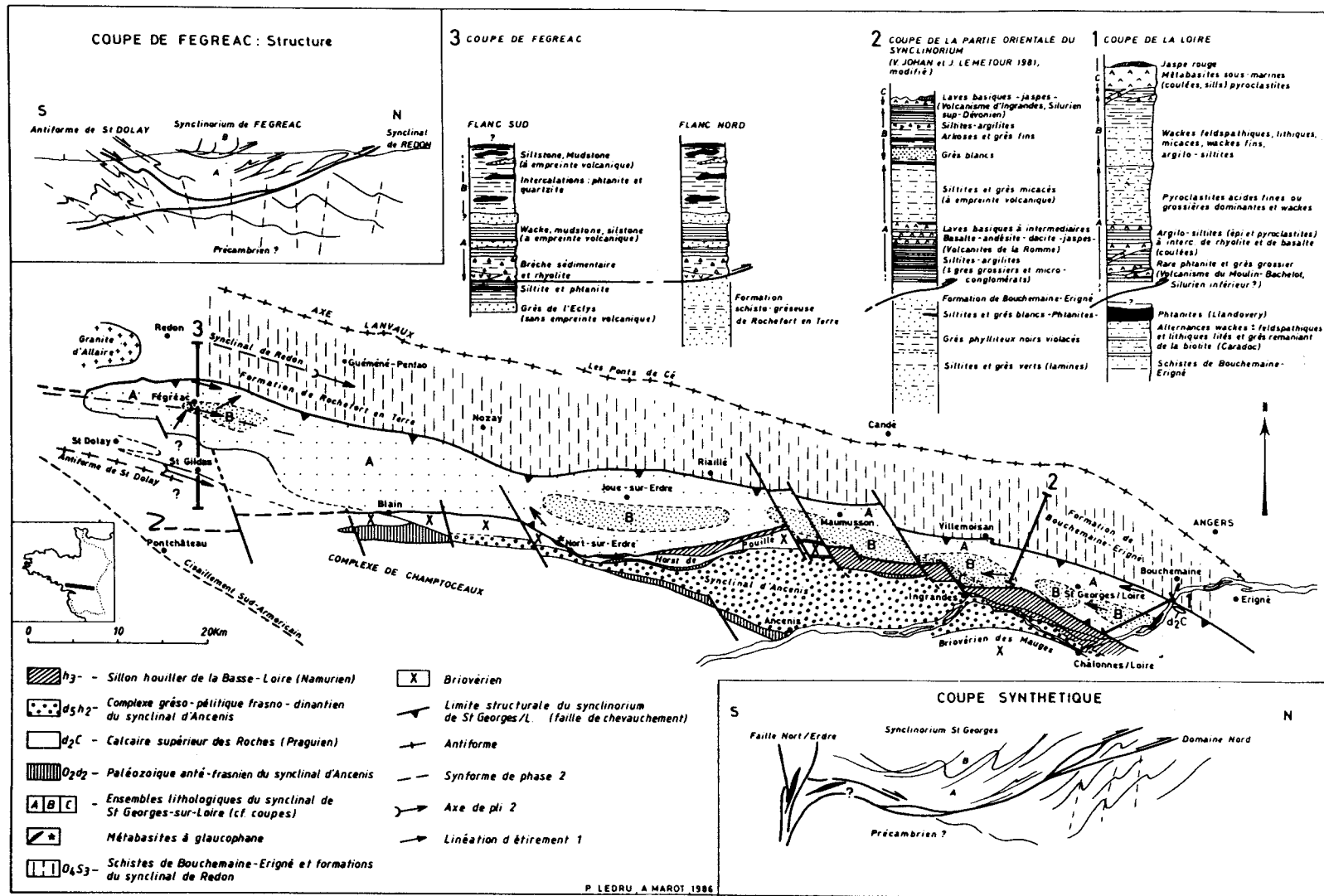


Figure 16 : Lithostratigraphie et structure du "synclinal" de Saint-Georges-sur-Loire (Ledru et al., 1986)

ponctuelle et peut-être représentée sous forme de lentilles ou de blocs de dimensions variables. Cette constatation sera illustrée dans la suite du paragraphe par des photos et des évidences de terrain. Ces blocs ou lentilles sont de natures lithologiques diverses et présentent des âges stratigraphiques ou radiochronologiques variés (fig. 17) :

- phanites datées du Silurien (Llandovery, Barrois, 1892 ; Philippot, 1950),
- calcaires (Silurien supérieur à Dévonien moyen ; Lys et Mauvier, 1967 ; Lardeux, 1967 ; Vachard, 1993, 1994),
- laves et tufs basiques (Silurien, Carpenter et al., 1982)
- rhyolites (Pivette, 1978 ; Carpenter et al., 1982).

Ces blocs d'âges variés étant identifiés dans la sous-unité méridionale, les principes de continuité et de juxtaposition stratigraphique ne peuvent y être appliqués. La sous-unité méridionale est donc considérée ici comme un olistostrome contenant des blocs mono ou polyolithologiques. Les principaux olistolithes sont composés de radiolarites, de calcaires, de volcanites basiques et de rhyolites/microgranites dont l'âge sera discuté dans la suite du paragraphe. Ces blocs sont remaniés au sein d'une matrice schisto-gréseuse azoïque d'âge au moins Dévonien moyen, âge du bloc le plus jeune à s'être mis en place. Cette sous-unité méridionale ou unité de Saint-Georges-sur-Loire s.s. sera donc nommée dans la suite du mémoire « **unité à blocs** ».

La sous-unité septentrionale montre des formations schisto-gréseuses apparemment continues s'étageant de l'Ordovicien moyen au Silurien inférieur (fig. 17). Elle sera dénommée dans la suite du mémoire « **unité sans blocs** », par contraste avec l'unité à blocs méridionale.

II.2.2. Découpage cartographique au 1/50000^{ème} de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire

Onze cartes au 1/50000^{ème} couvrent la totalité de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (fig. 18). Ce sont, d'Ouest en Est et du Nord au Sud les feuilles de Questembert (Plaine et al., 1982), Redon (Delfour et al., 1984), Savenay (Marchand et al., 1988), Nozay (Trautmann et al., 1987), Nort-sur-Erdre (Barbaroux et al., 1983), Saint-Mars-la-Jaille (Dubreuil et al., 1988), Ancenis (Cavet et al., 1978), Segré (Janjou et al., 1998), Chalonnes-sur-Loire (Cavet et al., 1970), Angers (Cavet et al., 1976) et Thouarcé (Blaise et al., 1985). Dans chacune des feuilles, des appellations locales ont été employées pour décrire des formations lithologiques et des entités structurales. De plus, suivant les auteurs, une terminologie lithostratigraphique utilisée dans la zone centre armoricaine pour les formations schisto-gréseuses a été employée pour les cartes occidentales et une terminologie descriptive a été utilisée pour les cartes orientales. Ces différentes terminologies et appellations rendent difficile les corrélations et les repérages entre les cartes. Un tableau ainsi qu'une figure synthétique ont donc été réalisés afin de faciliter les corrélations entre ces cartes et permettant de placer telle ou telle formation dans la sous-unité septentrionale ou méridionale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (annexe 1, tableau 1 ; fig. 19 et 20).

Dans la suite du mémoire, la terminologie centre armoricaine pour les formations gréseuses sera délaissée au profit des terminologies plus descriptives utilisées dans la partie orientale. La principale raison à ce choix est d'ordre paléogéographique et sera explicitée dans la suite (chapitres III et IV). Cette remarque a également été faite par les auteurs de la notice de la carte de Savenay (Marchand et al., 1989) qui indiquent que "la limite fondamentale entre la Bretagne centrale et la Bretagne méridionale se situe au niveau de la série des schistes et arkoses de Bains" (Unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé, fig. 11), il n'y a donc pas de raison d'utiliser la terminologie centre-armoricaine au Sud de l'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé.

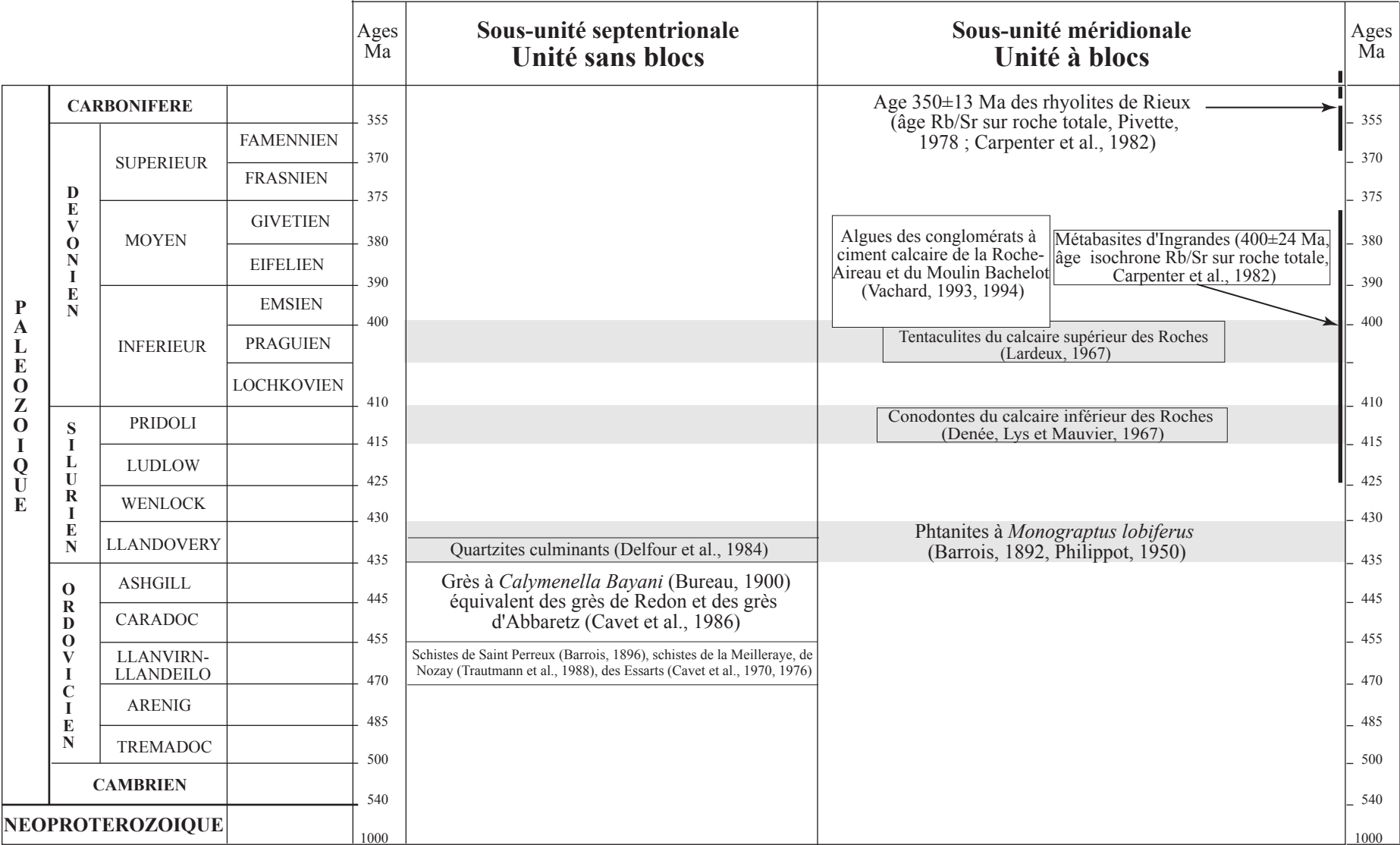
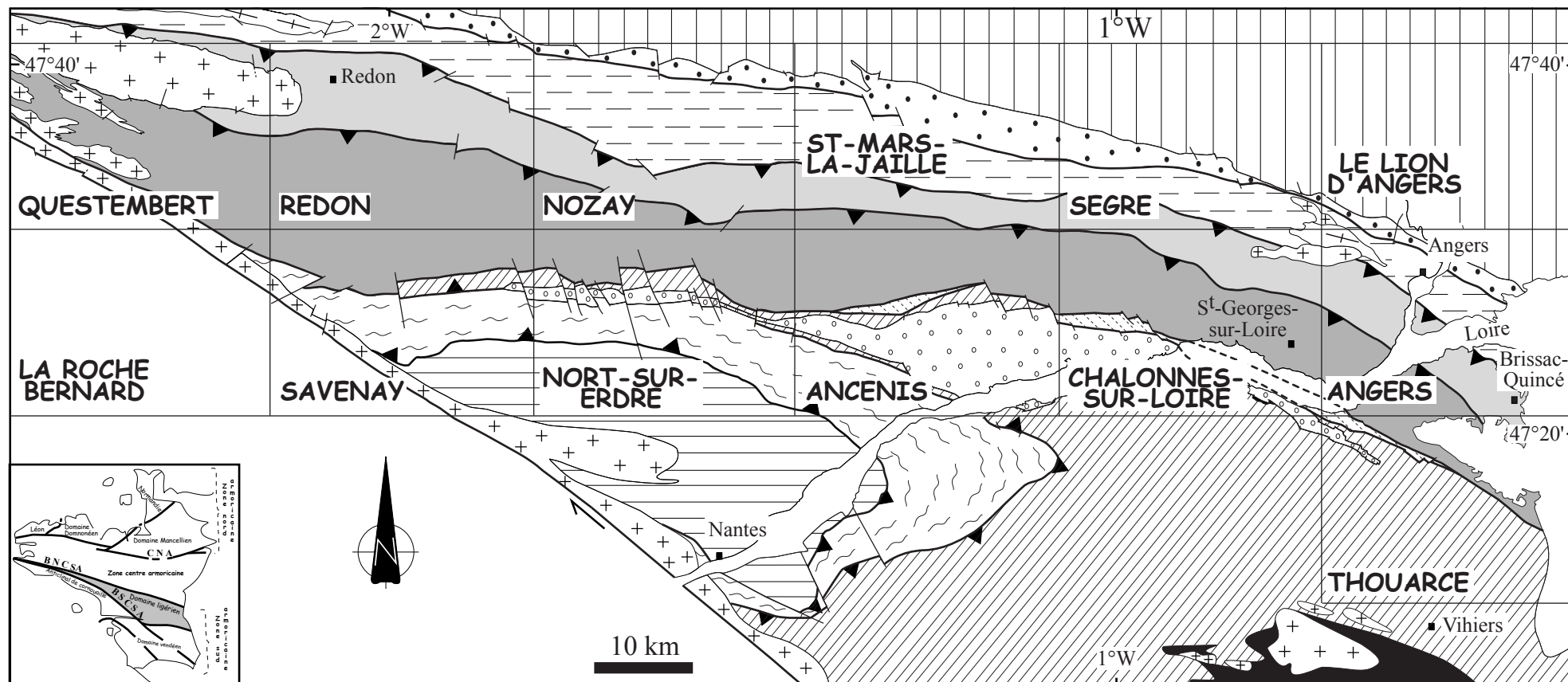









Figure 17 : Données chronostratigraphiques concernant l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Ages en Ma, Remane et al., 2000)





-  Bassin d'Ancenis (Carbonifère)
-  "Sillon Houiller de Basse Loire" (Carbonifère moyen)
-  Unité de St-Julien-de-Vouvantes (Ordovicien inf., Dévonien sup.)
- Unité de St-Georges-sur-Loire**
-  Unité à blocs Ordovicien sup. à Dévonien moyen?
-  Unité sans blocs Ordovicien moyen à Silurien inf.?

Unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé

-  Orthogneiss ordovicien
-  Sédiments néoprotérozoïques à ordoviens

Nappe des Mauges

-  Couverture cambrienne à ordovicienne
-  Micaschistes néoprotérozoïques des Mauges

Unité de Mauves-sur-Loire

-  Micaschistes néoprotérozoïques

Complexe de Champtoceaux



-  Gneiss, amphibolites, eclogites, migmatites et micaschistes
-  Granites carbonifère sup.

Figure 18 : Découpage des cartes géologiques au 1/50000ème concernant l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et le sous-domaine ligérien septentrional

Complexe de Saint-Georges-sur-Loire :

Ensemble lithostratigraphique décrit sur la carte considérée

Age de cet ensemble lithostratigraphique donné par la carte considérée

Age stratigraphique réellement déterminé sur la carte considérée

			Feuille de Questembert	Feuille de Redon	Feuille de Savenay	Feuille de Nozay	Feuille de Nort-sur-Erdre	Feuille de Saint-Mars-la-Jaille					
UNITÉ SANS BLOCS	SILURIEN	PRIDOLI	<div></div>	<div>Synclinal de Redon, anticlinorium d'Allaire :<ul style="list-style-type: none">- phtanites et ampélites (Llandovery-Wenlock)- quartzites culminants (Llandovery inf.)</div>	<div></div>	<div>Synclinorium de Nozay :<ul style="list-style-type: none">- grès d'Abbaretz (Caradoc-Llandovery)- ?- formation de Saint-Perreux (Caradoc-Ashgill?)- schistes de Nozay et de la Meilleraye (Llanvim-Llandeilo)- formation des grès armoricains (membre sup., Arenig)</div>	<div></div>	<div>Affleurements septentrionaux de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Age?):<ul style="list-style-type: none">- ?- grès du Nord (Caradoc-Ashgill)- faciès schisteux- ?</div>					
		LUDLOW											
		WENLOCK											
		LLANDOVERY											
	ORDOVICIEN	ASHGILL							<div>Synclinal de Rochefort en Terre :<ul style="list-style-type: none">- membre de Saint-Perreux (Caradoc)- membre du Gueuzon (Llanvirn-Llandeilo)</div>	<div></div>	<div></div>	<div></div>	<div></div>
		CARADOC											
		LLANDEILO-LLANVIRN											
		ARENIG											
		TREMADOC											
UNITÉ A BLOCS	DEVONNIEN	MOY.	GIVETIEN	<div></div>	<div>Complexe de Saint-Georges-sur-Loire (Ordovicien sup. à Dévonien moy.):<ul style="list-style-type: none">- séricitoschistes- grès- métaspilites- phtanites- métatufs rhyolitiques</div>	<div></div>	<div>Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire :<ul style="list-style-type: none">- formation de Fégréac (post Llandovery, wenlock?)- grès de l'Eclys et phtanites de Clégreux et ampélites et schistes de Malville (Llandovery inf.-moy.)</div>	<div></div>	<div>Affleurements méridionaux de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire (Ashgill à Dévonien inf.):<ul style="list-style-type: none">- ?- faciès schisteux- phtanites (Llandovery)- grès du Sud</div>				
			EIFELIEN										
		INF.	EMSIEN										
			PRAGUIEN										
			LOCHKOVIEEN										
	SILURIEN	PRIDOLI	<div>Complexe / synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire :<ul style="list-style-type: none">- formation de Fégréac (Llandovery sup.-Ludlow)-phtanites et lydiennes (Llandovery sup.)- grès de l'Eclys (Caradoc-Llandovery inf.)- schistes ardoisiers inférieurs / schistes de Saint-Perreux (Llanvirn-Llandeilo)- formation du grès armoricain (Arenig)</div>							<div></div>	<div></div>	<div></div>	<div></div>
		LUDLOW											
		WENLOCK											
		LLANDOVERY											
		ASHGILL											
		CARADOC											
		LLANDEILO-LLANVIRN											
		ARENIG											
		TREMADOC											

Figure 19 : Terminologies utilisées par les différentes cartes au 1/50000ème couvrant la partie occidentale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (se reporter à l'annexe 1, tableau 1 pour plus de précisions)

			<div>Complexe de Saint-Georges-sur-Loire :<div><div></div><div></div></div>Ensemble lithostratigraphique décrit sur la carte considérée Age de cet ensemble lithostratigraphique donné par la carte considérée Age stratigraphique réellement déterminé sur la carte considérée</div>				
			Feuille d' Ancenis	Feuille de Segré	Feuille de Chalonnes-sur-Loire	Feuille d' Angers	Feuille de Thouarcé
UNITE SANS BLOCS	SILURIEN	PRIDOLI	N'affleure pas sur cette feuille	<div><div></div><div></div><div></div></div> <div>Unité de Redon-Nozay (Briovérien à Ashgill) :</div> <div>- grès à Calymenella bayani / schistes des Essarts (Caradoc-Ashgill?)</div> <div>- grès fins et argilites rosâtres (Arenig)</div> <div>- briovérien indifférencié</div>	<div><div></div><div></div><div></div></div> <div>Série synclinoriale de Saint-Georges-sur-Loire (Ordovicien sup. à Silurien) :</div> <div>- limite inférieure correspond au toit de la bande des Essarts</div>	<div><div></div><div></div><div></div></div> <div>- schistes ampéliteux et grès graphiteux</div> <div>- intercalations de roches éruptives</div> <div>Complexe des schistes de Bouchemaine et d'Erigné (Ordovicien à Silurien?) :</div> <div>- schistes et grès interstratifiés</div>	<div><div></div><div></div><div></div></div> <div>Complexe des schistes de Bouchemaine et d'Erigné (Ordovicien à Silurien?) :</div> <div>- grès à Calymenella bayani (Caradoc)</div> <div>- limite inférieure au toit des schistes d'Angers</div>
		LUDLOW					
		WENLOCK					
		LLANDOVERY					
	ORDOVICIEN	ASHGILL					
		CARADOC					
		LLANDEILO-LLANVIRN					
		ARENIG					
		TREMADOC					
		CAMBRIEN					
NEOPROTEROZOIQUE							

UNITE A BLOCS	DEVONNIEN	MOY.	GIVETIEN	Complexe de Saint-Georges-sur-Loire (Ordovicien sup. à Dévonien inf.) :	N'affleure pas sur cette feuille	<div><div></div><div></div><div></div></div> <div>Série de Saint-Georges-sur-Loire au sens strict (Age ?) :</div> <div>- rares lentilles ou passées calcaires (éodévonien?)</div> <div>- conglomérats</div> <div>- roches volcano-détritiques</div> <div>-porphyre quartzifère</div> <div>- spilites, rhyolites ou microgranites</div> <div>- intercalation de phtanites (Llandovery)</div> <div>- alternances schisto-gréseuses</div> <div>?</div>	<div><div></div><div></div><div></div></div> <div>Série de Saint-Georges-sur-Loire schisto-gréseuse et volcanique (Ordovicien sup. à Dévonien inf.) :</div> <div>- calcaires (Praguien)</div> <div>- calcaires (post-Ludlow)</div> <div>- spilites, rhyolites et microgranites</div> <div>- porphyre quartzifère, schistes à éléments volcaniques et tufs spilitiques</div> <div>- jaspes</div> <div>- intercalation de phtanites (Llandovery)</div> <div>- formations schisto-gréseuses</div>	<div><div></div><div></div><div></div></div> <div>-Conglomérats à ciment calcaire (Dévonien inf. à moy.)</div> <div>- calcaires (Praguien)</div> <div>- spilites et tufs basiques (400+-24 Ma)</div> <div>- calcaires (Ludlow)</div> <div>- rhyolites ou microgranites et tufs acides</div> <div>- porphyre quartzifère</div> <div>- intercalation de phtanites (Llandovery) dans les schistes et grès</div> <div>- faciès schisto-gréseux</div> <div>Complexe de Saint-Georges-sur-Loire schisto-gréseuse et volcanique (Ordovicien sup. à Dévonien inf.) :</div>
			EIFELIEN					
		INF.	EMSIEN					
			PRAGUIEN					
	LOCHKOVIEN							
	SILURIEN	PRIDOLI						
		LUDLOW						
		WENLOCK						
		LLANDOVERY						
	ORDOVICIEN	ASHGILL						
		CARADOC						
		LLANDEILO-LLANVIRN						
		ARENIG						
		TREMADOC						

Figure 20 : Terminologies utilisées par les différentes cartes au 1/50000ème couvrant la partie orientale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (se reporter à l'annexe 1, tableau 1 pour plus de précisions)

II.3. L'unité à blocs

II.3.1. Limites de cette unité

La limite méridionale de cette unité correspond à la faille de Nort-sur-Erdre (fig. 21) qui est recoupée à l'Ouest par la BSCSA et se poursuit au delà de Doué-la-Fontaine à l'Est, sous les sédiments du Bassin de Paris. Cet accident est jalonné par les formations carbonifères continentales du sillon houiller de basse Loire (Namuro-Westphalien) sur une centaine de kilomètres (fig. 21).

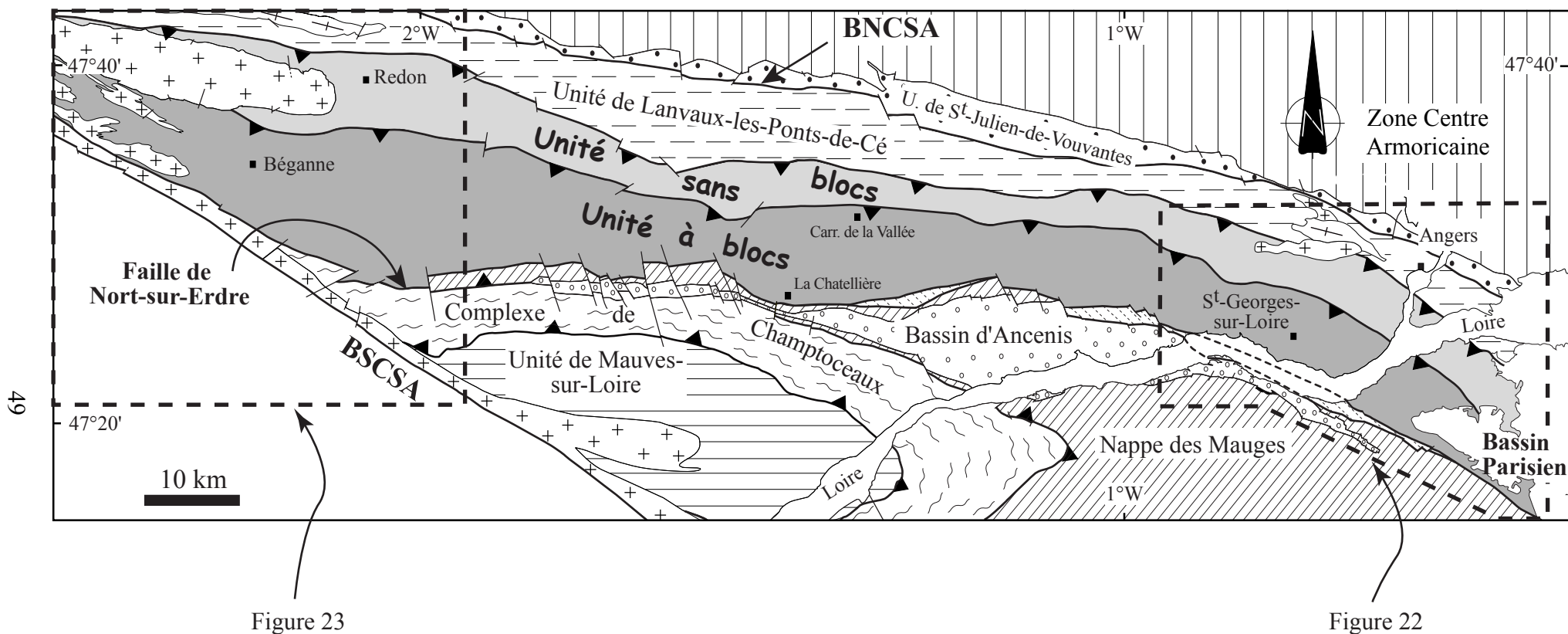
La limite septentrionale de l'unité à blocs correspond à une limite lithologique mal exposée, qui sépare l'unité à blocs contenant des roches volcaniques, de l'unité sans blocs ne présentant pas de roches volcaniques. Cette limite est matérialisée par une bande gréseuse que l'on peut suivre de façon discontinue depuis la feuille au 1/50000^{ème} de Thouarcé à l'Est (Blaise et al., 1986), jusqu'à la feuille au 1/50000^{ème} de Redon à l'Ouest (Fourniguet et Trautmann, 1985). C'est le long de cette bande gréseuse qu'un chevauchement vers le Nord a été décrit par Ledru et al. (1986). Ces grès sont connus sous l'appellation de « grès d'Epiré » sur la feuille au 1/50000^{ème} d'Angers (fig.22, Cavet et al., 1976) et correspondent aux « grès de l'Eclys » sur les feuilles au 1/50000^{ème} de Questembert et de Redon (fig. 23, Plaine et al., 1982 ; Fourniguet et Trautmann, 1985).

La limite occidentale est située sur la feuille au 1/50000^{ème} de Questembert, à l'Ouest de Béganne, entre les BNCSA et BSCSA (fig. 21). Elle est dénommée sur cette même feuille « terminaison périclinale de Béganne » (Plaine et al., 1982). Cette région est affectée par un fort métamorphisme, graduel du Nord au Sud (Plaine et al., 1982) dû à la présence de nombreux granites (granite de Questembert par exemple) autour desquels se développe un métamorphisme de contact ainsi qu'à l'existence de nombreux plutons cachés (fig. 23, Weber, 1967).

Vers l'Est, l'unité disparaît sous les sédiments du Bassin de Paris, dans la région de Doué-la-Fontaine (fig. 21).

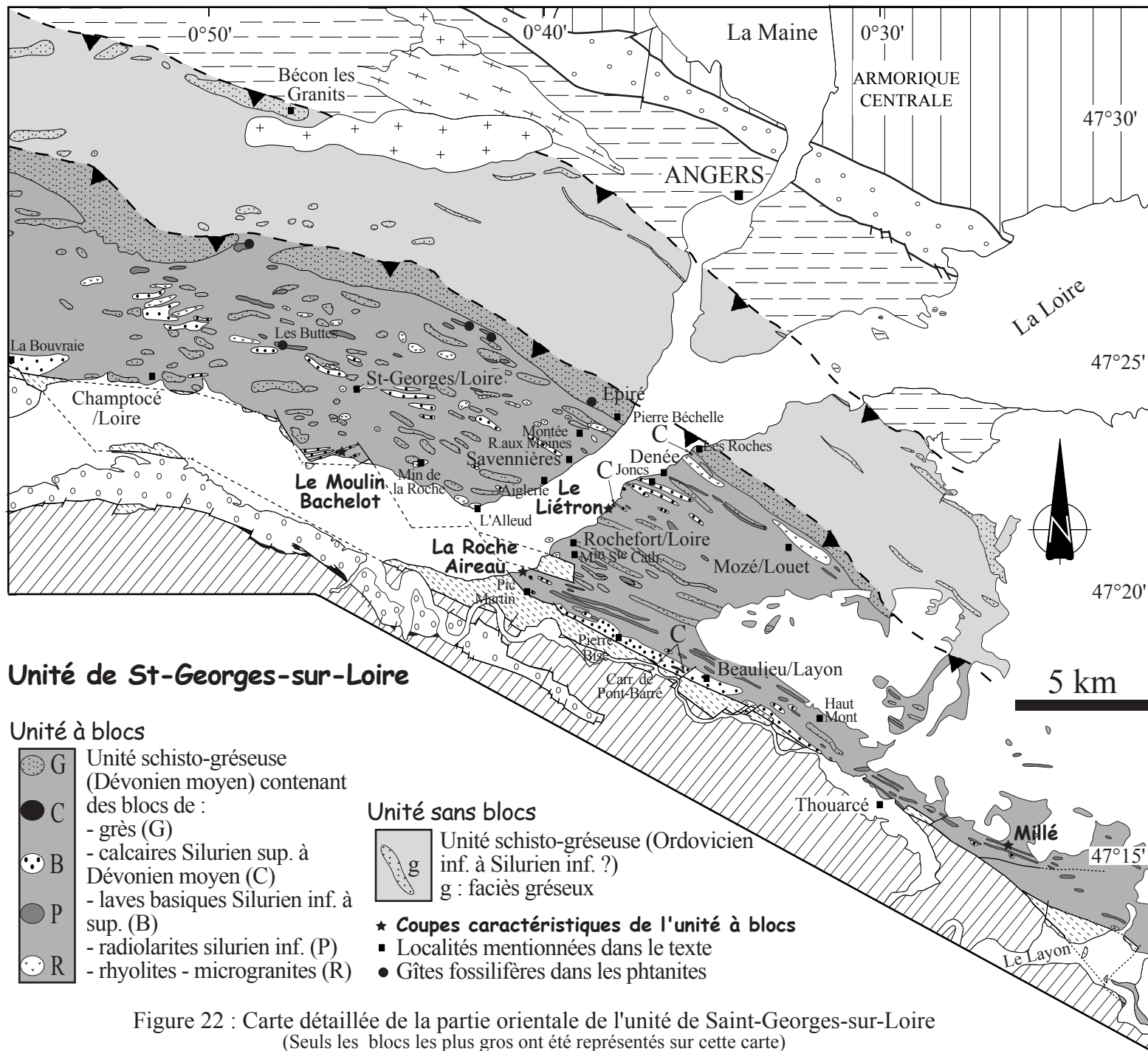
Remarque préliminaire sur l'âge de l'unité à blocs :

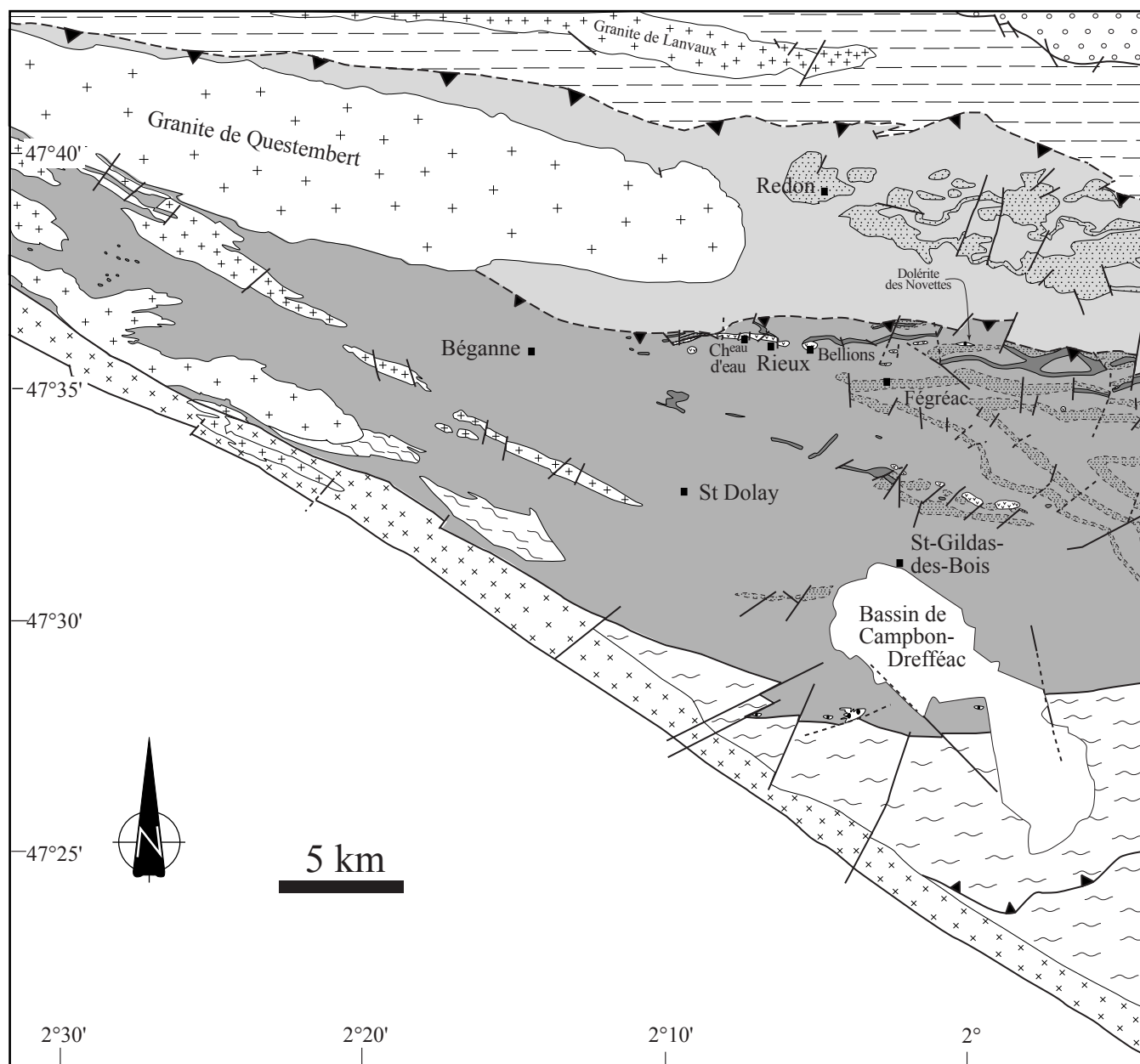
La base de cette unité a été attribuée sur la feuille au 1/50000^{ème} de Redon, d'après les données de Barrois et Pruvost (1938), au Briovérien supérieur. Cette attribution n'est basée sur aucun argument paléontologique, pétrographique et métamorphique. Les auteurs de la notice de la carte de Redon indiquent qu'« il n'y a pas de différences fondamentales sédimentologiques entre le synclinorium de St-Georges et les autres unités structurales : on y retrouve les mêmes faciès avec des appellations différentes » (Delfour et al., 1984, Pivette, 1978). De plus, les affleurements sont généralement d'une qualité médiocre et la roche est altérée, il semble alors difficile de juger des faciès. Il faut également noter, comme nous l'avons précisé précédemment, la présence de granites carbonifères sous-jacents révélés par des anomalies gravimétriques (Weber, 1967) qui rendent difficile la comparaison des faciès. Nous proposons donc de considérer, comme les auteurs de la notice de la feuille de Savenay au 1/50000^{ème} (Marchand et al., 1989), la sous-unité méridionale de l'unité de St-Georges-sur-Loire comme constituée d'un seul et même ensemble d'âge paléozoï que et de ne pas retenir cette attribution briovérienne non-argumentée ni les limites des « formations » distinguées sur les feuilles au 1/50000^{ème} de Redon et de Questembert (Fourniguet et Trautmann, 1985 ; Plaine et al., 1982).



▪ Localités mentionnées dans le texte

Figure 21 : Limites de la sous-unité méridionale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (modifiée d'après Cartier et al., 2001) et localisation des figures 22 et 23





Unité de St-Georges-sur-Loire

Unité à blocs

	G	Unité schisto-gréseuse (Dévonien moyen) contenant des blocs de :
	C	- grès et quartzites séricitiques (G)
	B	- calcaires Silurien sup. à Dévonien moyen (C)
	P	- laves basiques Silurien inf. à sup. (B)
	R	- radiolarites silurien inf. (P)
		- rhyolites - microgranites (R)

Unité sans blocs

	g	Unité schisto-gréseuse (Ordovicien inf. à Silurien inf. ?)
		g : grès de Redon (équivalent des grès de la forêt d'Ancenis, Caradoc)

■ Localités mentionnées dans le texte

Figure 23 : Carte simplifiée de détail de la partie occidentale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (ré-interprétée d'après les cartes au 1/50000 de Questembert, Redon et Savenay, la taille de certains blocs a été exagérée)

II.3.2. Contenu lithologique

L'unité à blocs est composée de blocs de natures et d'âges variés (phtanites, calcaires, laves et tufs basiques, rhyolites – microgranites et grès) et d'une matrice schisto-gréseuse. Une illustration de cette organisation blocs / matrice va tout d'abord être présentée par deux coupes caractéristiques, puis une étude plus détaillée de la pétrologie, de l'âge, de la chimie des blocs et de la matrice sera réalisée.

II.3.2.1. Coupes caractéristiques de l'unité à blocs

Les coupes de la Roche Aireau et du Liétron sont continues sur plusieurs centaines de mètres et bien représentatives de l'unité à bloc. Elles exposent des blocs de tailles variables et directement observables au sein de la matrice. En effet, les principaux problèmes qui se posent dans cette unité à blocs sont :

- la rareté des affleurements permettant l'observation simultanée des blocs et de la matrice, du fait de la taille des blocs (qui peuvent être kilométriques) et de la nature de la matrice (les schistes étant bien plus altérables que les blocs, ils affleurent plus sporadiquement),
- le manque d'affleurements en général et d'affleurements continus en particulier dans cette unité à blocs.

Ces coupes sont principalement localisées à l'Est de cette unité, et plus particulièrement le long de la Loire ou de ses affluents. D'autres coupes continues ont été levées par les auteurs précédents. La coupe du Moulin Bachelot, levée par Arnaud (1966), située dans la tranchée de la voie de chemin de fer Angers-Nantes (fig. 22), est aujourd'hui inaccessible en raison du trafic TGV existant sur cette ligne. Deux autres coupes plus ou moins continues ont été réalisées par Johan et le Métour (1981), une Est-Ouest le long de l'autoroute Angers-Nantes alors en construction et une seconde Nord-Sud le long de la vallée de la Romme entre Champtocé-sur-Loire et Bécon-les-Granits (fig. 22). Ces coupes sont aujourd'hui peu reconnaissables à cause de l'important développement de la végétation.

- *La coupe de la Roche Aireau*

Cette coupe, continue sur 900 mètres environ, se situe non loin des bords du Louet (rive gauche de la Loire), sur la route D751 menant à la corniche Angevine (SW de Rochefort-sur-Loire, fig. 22), entre le graben carbonifère de Rochefort-sur-Loire et le sillon houiller de Basse Loire. Elle débute au NE après la maison située au lieu dit « La Roche Airault » et se poursuit en direction du SW jusqu'au grand virage précédent l'embranchement de la route menant au hameau de « La Gourdinière » au SW.

Elle a déjà fait l'objet d'une étude détaillée par Dubreuil (1986, fig. 24) qui donnait, pour cette coupe uniquement, les conclusions suivantes :

- "Les horizons à calcaires, spilites ou phtanites paraissent intimement associés aux schistes verts. »
- « la forme arrondie des éléments de spilite ou de calcaire n'est pas due à une érosion ni à un transport postérieur à leur induration [...] ; le fait qu'ils soient isolés dans des schistes, avec des contacts francs, implique une mise en place, non sous forme de coulées sous-marine, mais à partir d'une coulée déjà consolidée ou en cours de consolidation. En d'autres termes, on peut interpréter les éléments dispersés de spilite comme des olistolithes mis en place brutalement par gravité, à partir d'une coulée sous-marine sus-jacente en cours de refroidissement. »
- « L'observation des éléments calcaires conduit aux mêmes conclusions : il n'y a pas de passage graduel des schistes aux calcaires ; ici encore on est donc amené à

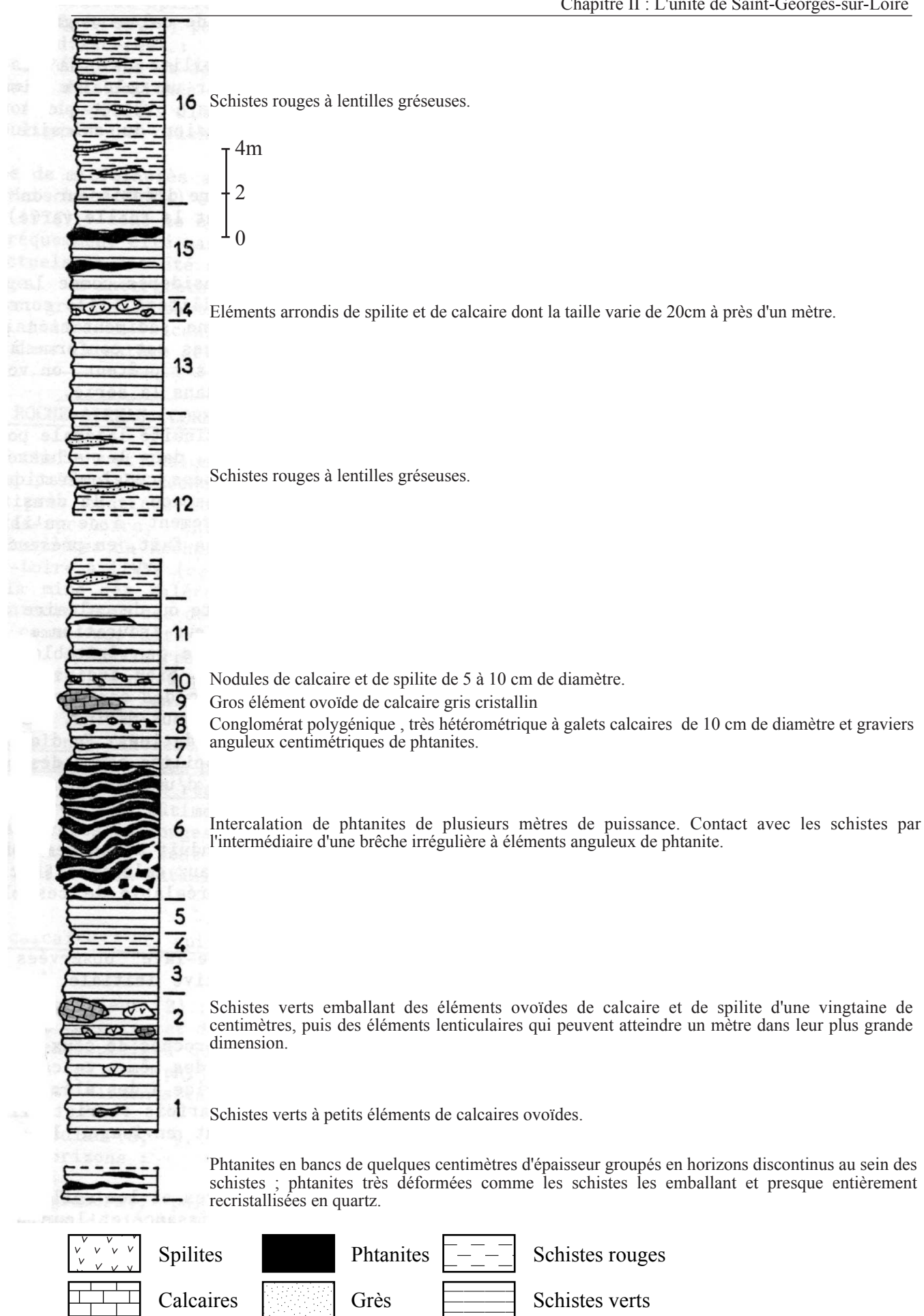


Figure 24 : Log synthétique déduit de la coupe de la Roche Aireau
(Corniche du Louet, in Dubreuil, 1986, fig. 42, p. 142)

envisager une consolidation préalable de ces blocs avant leur mise en place définitive dans les pélites. »

- « Dynamique du dépôt : La coupe de la Roche Aireau illustre, dans une sédimentation pélitique homogène et monotone, la mise en place d'olistolithes de calcaires allodapiques et de spilites en pillow-lavas. L'association « calcaire allodapique-spilite » dans le même olistolithe permet de reconstituer la dynamique de la sédimentation : à partir d'un environnement récifal, des calcaires non consolidés atteignent par glissement un domaine à volcanisme sous-marin actif où ils s'associent à des laves en voie de consolidation ; les sédiments mixtes qui vont en résulter poursuivent leur déplacement gravitaire et se mettent en place définitivement, hors du domaine volcanique, dans des pélites.

Les phtanites associés à ces olistolithes verraient, après une consolidation initiale, leur mise en place procéder de mécanismes identiques pour donner des brèches ou des masses plus importantes assimilables à des klippes sédimentaires. »

Nous avons repris cette coupe en l'orientant et en y apportant des précisions et des illustrations nouvelles (fig.25). De nombreux blocs y ont été reconnus et certains restent à découvrir. Ces blocs sont de tailles variables, on y trouve des galets centimétriques jusqu'à des blocs métriques. Ils sont de nature basique (un véritable pillow-lava y a été dégagé), calcaire (blocs conglomératiques, fig. 25, photo 2 et calcaire gris monogénique, fig. 25, photo 3), phtanitique sous forme de blocs (fig. 25, photo 1) et de bancs (fig. 25, photo 4) et gréseux (fig. 25, photos 5 et 6). La matrice de ces blocs est principalement schisteuse, schisto-gréseuse localement. Elle passe d'une couleur rouge-lie de vin à une couleur verte claire à grise de façon capricieuse. Ces couleurs ainsi que le peu de lumière arrivant sur cette coupe rendent les observations difficiles. L'association systématique du type schistes verts – calcaire – spilites – phtanites, comme l'indiquait Dubreuil (1986), n'est pas toujours vérifiée. Un conglomérat à éléments laviques et gréseux a été reconnu dans les schistes lie de vin et des lentilles ou des blocs de grès sont également reconnus dans les schistes gris-verdâtres (fig. 25, photos 5 et 6). Il est néanmoins exact que les schistes lie de vin contiennent systématiquement des niveaux gréseux. Il semble que la couleur des schistes ne soit donc pas toujours un critère à prendre en compte, car l'altération météorique peut modifier ces couleurs.

Cette coupe NE-SW peut être complétée par celle N-S, moins continue, existant dans le chemin creux reliant les lieux dits « La Roche Airault » au Nord et « le Vau » au Sud. Dans ce chemin, les laves basiques schistosées alternent avec les schistes lie de vin et grisâtres de la matrice et des blocs conglomératiques à éléments calcaire et basiques avec un liant carbonaté y sont rencontrés (fig. 25, photos 7a et 7b).

Nous pouvons remarquer ici le fait que les blocs calcaires (conglomérats ou calcaires monogéniques) sont toujours trouvés à proximité des roches basiques. Cette remarque est également valable pour les calcaires trouvés dans la tranchée du Moulin Bachelot (Arnaud, 1966).

- *La coupe du Liéron*

Cette coupe est également connue de longue date (Bureau, 1890), principalement à cause de son gisement de calcaire fossilifère (nous y reviendrons lorsque nous parlerons des blocs calcaires de façon plus approfondie). Elle se situe sur les bords du Louet au SW de Dénée (fig. 22). Elle n'est réellement accessible qu'en période de basses eaux et s'étend de la propriété nommée « Le Liéron » au SW jusqu'au « Moulin du Hodet » au NE. Elle permet de mettre en évidence les blocs et la matrice, mais de façon moins évidente, au premier abord, que dans la coupe de la Roche Aireau. En effet, certains blocs sont ici polyolithologiques et leurs limites sont attribuées principalement en fonction de la succession lithologique (fig.26).

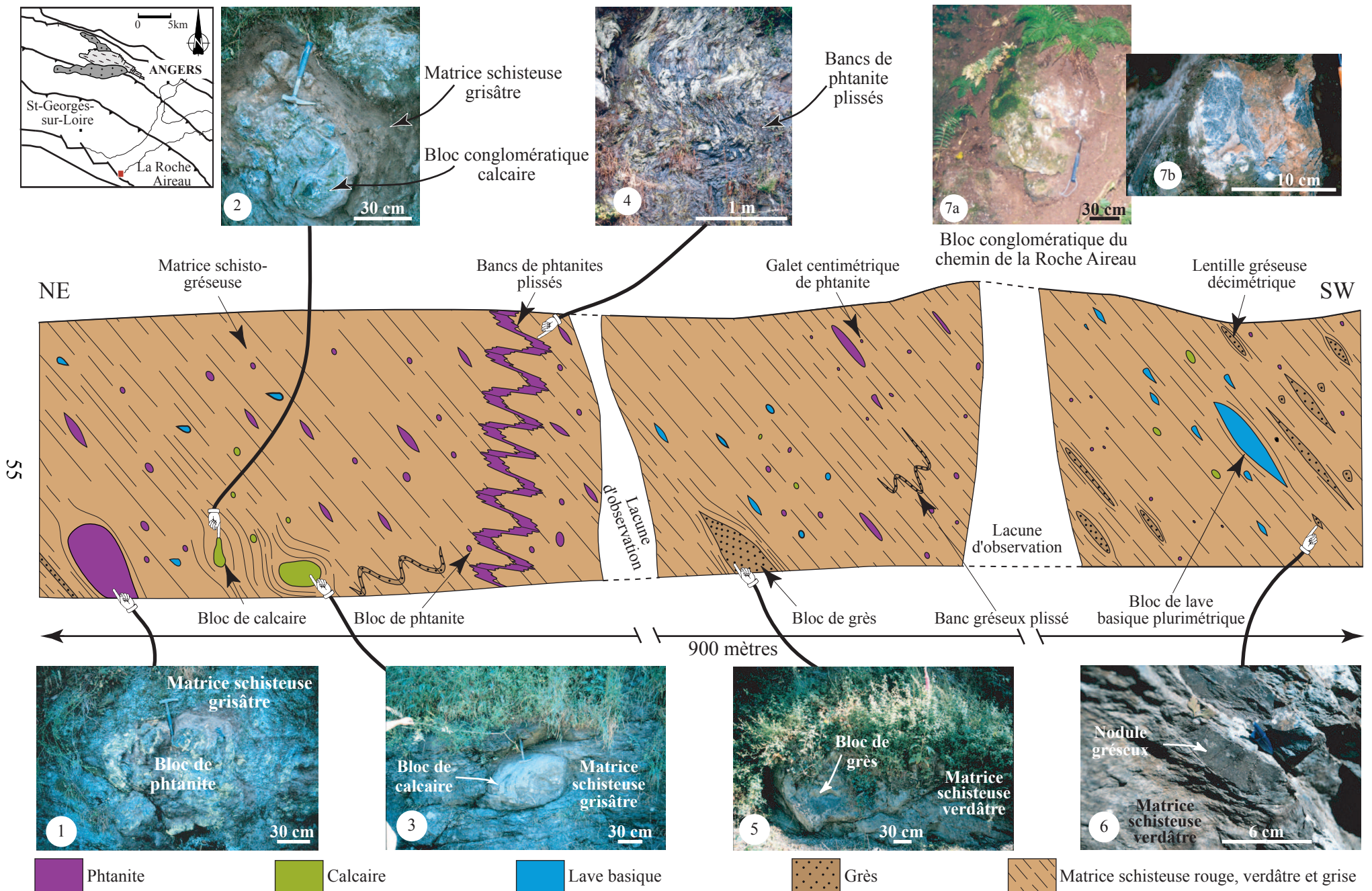


Figure 25 : Coupe synthétique illustrée de la Roche Aureau
(Les numéros indiqués sur les photos renvoient au texte)

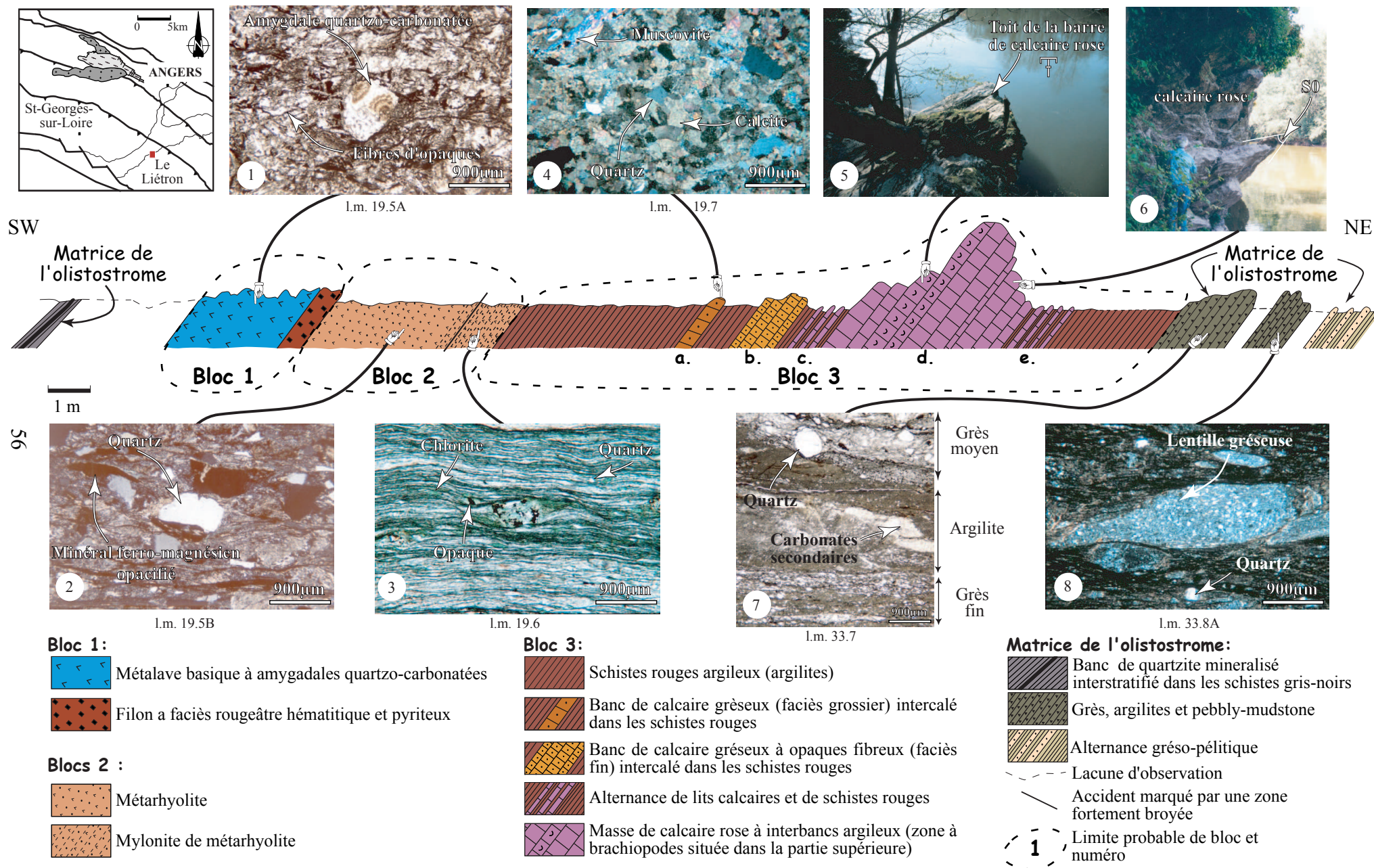


Figure 26 : Succession lithologique synthétique au Liétron et part des blocs et de la matrice
(Les numéros indiqués sur les photos renvoient au texte)

Nous avons donc pu déterminer au moins trois blocs différents sur cette coupe, blocs englobés au sein de la matrice de l'olistostrome (fig.26) :

- *le bloc 1* est formé d'une métalave basique à amygdales quartzo-carbonatées (spilite au sens strict, fig. 26, photo 1) et d'un filon rougeâtre hématitique et pyriteux.

La métalave est hydrothermalisée et minéralisée. On y distingue des fantômes de lattes de feldspaths plagioclases altérées en sections rectangulaires (taille inframillimétriques), noyées dans un fond constitué d'une paragenèse secondaire à carbonates, quartz, épidotes et de phyllites cryptocristallines et d'une grande quantité de baguettes de minéraux opaques (ilménite). De nombreuses amygdales à remplissage de quartz et calcite sont également visibles.

Le filon siliceux hématitique et pyriteux, de couleur rougeâtre-noirâtre à l'affleurement, montre une silicification et une carbonatation secondaire (cristaux rhomboédriques de dolomie et / ou carbonates). Il présente de nombreuses pyrites automorphes millimétriques.

- *le bloc 2* est constitué de métarhyolites qui sont mylonitisées au contact d'une zone intensément broyée (fig. 26).

Le faciès métarhyolitique non mylonitisé est de couleur gris-beige à l'affleurement et montre des cristaux de quartz qui apparaissent en relief. En lame mince, il présente des phénocristaux plurimillimétriques de quartz de deux types : des cristaux craquelés et anguleux d'une part, et des quartz plus arrondis, à lacune de cristallisation d'autre part (quartz rhyolitiques typiques, fig. 26, photo 2). Des fantômes de phénocristaux de feldspaths plagioclases sont également reconnaissables, ils sont imprégnés de séricite et de carbonates secondaires. Des minéraux marrons foncés plurimillimétriques, pléochroïques en LPNA, fibreux, squelettiques et exposant des formes dilacérées sont également visibles. Ce sont probablement d'anciens minéraux ferro-magnésiens opacifiés (biotites). Le fond de la roche est siliceux et phylliteux à grains fins.

Le faciès métarhyolitique mylonitisé (aspect de phyllade) est constitué de quartz arrondis (inframillimétriques), de chlorites en fuseaux et d'une matrice cryptocristalline phylliteuse et quartzeuse (fig.26, photo3). Des minéraux opaques sont présents également.

- *le bloc 3* est constitué de différentes roches carbonatées interstratifiées dans des schistes rouges argileux (fig. 26). On trouve, du SW au NE, intercalés dans ces schistes :

- a - un banc de calcaire gréseux (0,20 mètres). A l'affleurement, il s'agit d'un grès grossier de couleur beige. En lame mince, ce grès à ciment sparitique se compose de 80% de calcite et de 20% de quartz sous forme de grains millimétriques anguleux (fig. 26, photo 4). Le quartz montre des contours aigus et on trouve de la muscovite détritique et quelques granules d'opaques accessoires. Une silicification secondaire est matérialisée par des microfilonnets de quartz.
- b - un banc de calcaire à nombreuses fibres d'opaques orientées (1 mètre). Ce faciès fin présente un fond microsparitique avec de grandes muscovites détritiques en quantités importantes allongées dans la stratification/schistosité.
- c - quelques bancs centimétriques composés d'un calcaire rougeâtre-violacé, alternant avec les schistes rouges.
- d - une barre calcaire rougeâtre-violacé forme un escarpement rocheux bien visible. Son épaisseur est plurimétrique (4 mètres environ) et il forme un escarpement rocheux. Cette barre présente des joints argileux rouges dans les plans de stratification qui sont bien visibles dans sa partie inférieure (fig. 26, photo 6) . De nombreux brachiopodes ont été récoltés au toit de cette barre calcaire (fig. 26, photo 5). En lame mince, il s'agit d'un calcaire biomicritique, localement microsparitique contenant des filons sparitiques ainsi que quelques quartz apparus par recristallisation secondaire. Les zones micritiques conservent une couleur rose

en LPNA et contiennent les fragments coquilliers. Les plages les plus recristallisées sont pratiquement incolores en LPNA. Ce calcaire est donc en voie de recristallisation presque complète en sparite.

- e- les alternances de lits calcaires centimétriques avec les schistes rouges sont ensuite retrouvés, puis les schistes rouges seuls.

Une gradation dans les faciès carbonatés existe donc dans ce bloc du SW vers le NE avec apparition de calcaire gréseux dans un premier temps, puis de calcaire franc par la suite, puis diminution rapide dans ces schistes argileux rouges au NE.

- *la matrice de l'olistostrome* se trouve de part et d'autre des blocs précédemment décrits (fig. 26).

Elle est peu visible au SW de la coupe, elle affleure dans le chemin donnant accès au Louet, entre les vignes et la propriété du Liéron. Elle est alors composée de schistes gris-noirs au sein desquels un banc de quartzites minéralisés a été reconnu.

Cette matrice est beaucoup plus développée dans la partie NE de la coupe. Elle est composée :

- de grès montrant un léger granoclassement alternant avec des passées plus argileuses à quartz détritiques. Les cristaux de quartz sont nombreux, anguleux à sub-anguleux et rarement arrondis, les cristaux plurimillimétriques (jusqu'à 5 mm) sont cataclasés et « explosés » en nombreux débris anguleux. Des zircons détritiques en quantité importante et des restes de biotites accessoires à inclusions de zircons sont également présents. Le fond de la roche est argilo-siliceux. Des granules de minéraux opaques disséminés sont présents dans les lamines d'argilites ainsi qu'une carbonatation secondaire (fig. 26, photo 7).
- d'argilites noires emballant des cristaux de quartz arrondis, des lentilles de grès fins et de grès plus grossiers à quartz anguleux qui forment des yeux millimétriques, et des lentilles silteuses. Ce sont des argilites à galets ou « pebbly-mudstones » (fig. 26, photo 8). Ces roches présentent des influences terrigènes et leur composition contraste avec celle des blocs décrits précédemment. Elles sont typiques de la matrice de l'olistostrome, et ont été reconnues dans d'autres zones de mélange, comme par exemple dans l'unité de Mont Peyroux-Cabrières en Montagne Noire (Engel et al., 1980-1981).
- des bancs de grès grossiers pluricentimétriques alternant avec des pélites beiges affleurent ensuite. Les grès sont boudinés, ils ont été déformés de façon synsédimentaire. Cette alternance grès/pélites est caractéristique de la matrice terrigène.

II.3.2.2. Les blocs

a. Les phtanites

- Données de terrain

Les phtanites sont présentes dans l'ensemble de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire. Elles se présentent sous différentes formes sur le terrain, comme nous l'avons déjà indiqué sur la coupe de la Roche Aireau (fig. 25). Il s'agit de clastes, de galets et de blocs centimétriques à métriques, qui sont particulièrement bien exposés sur une coupe située en bordure de la N748 au Sud de Millé (fig. 22 et 27a). Cette coupe présente en effet des galets et blocs de phtanites de toutes tailles emballés dans une matrice schisteuse grise ainsi que des petits galets gréseux centimétriques (fig. 27, photos 1a, 2a, 3a et 4a). Les blocs de phtanite peuvent également atteindre des tailles plus conséquentes, plurimétriques à kilométriques.

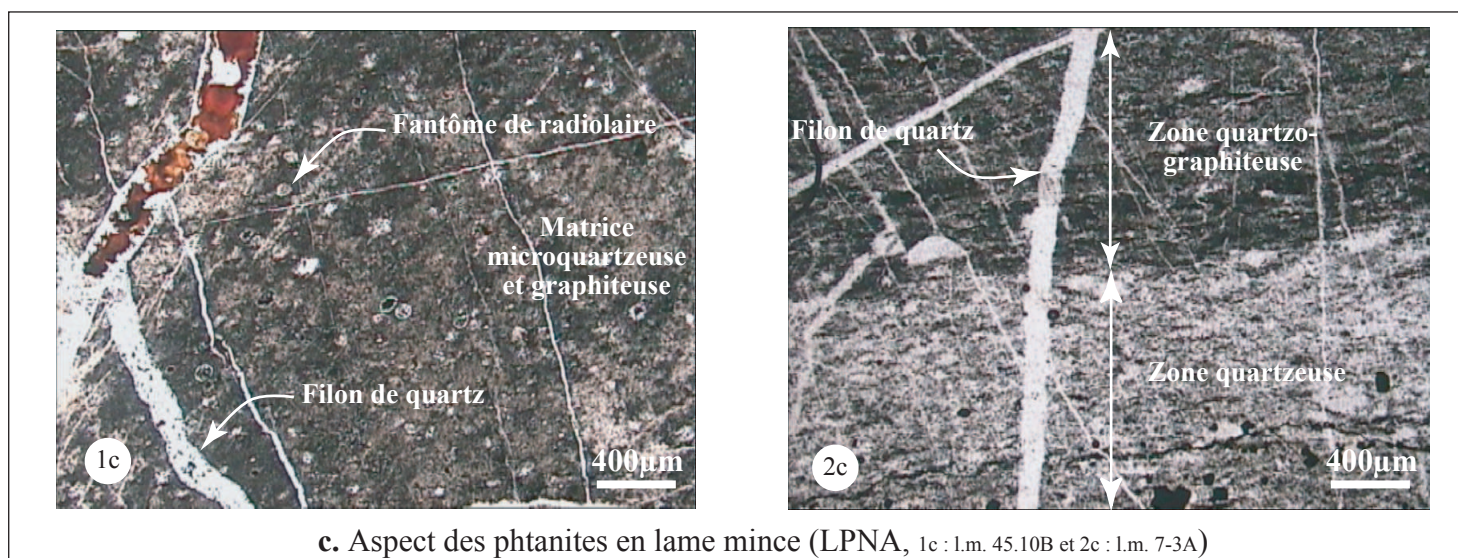
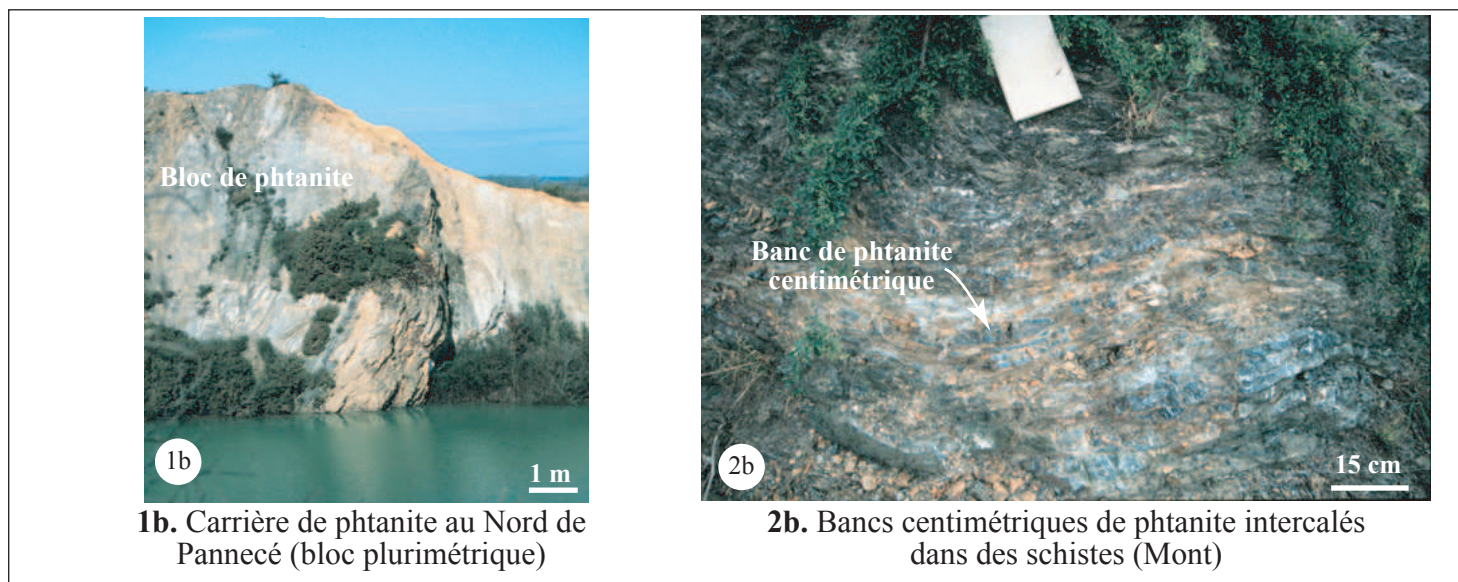
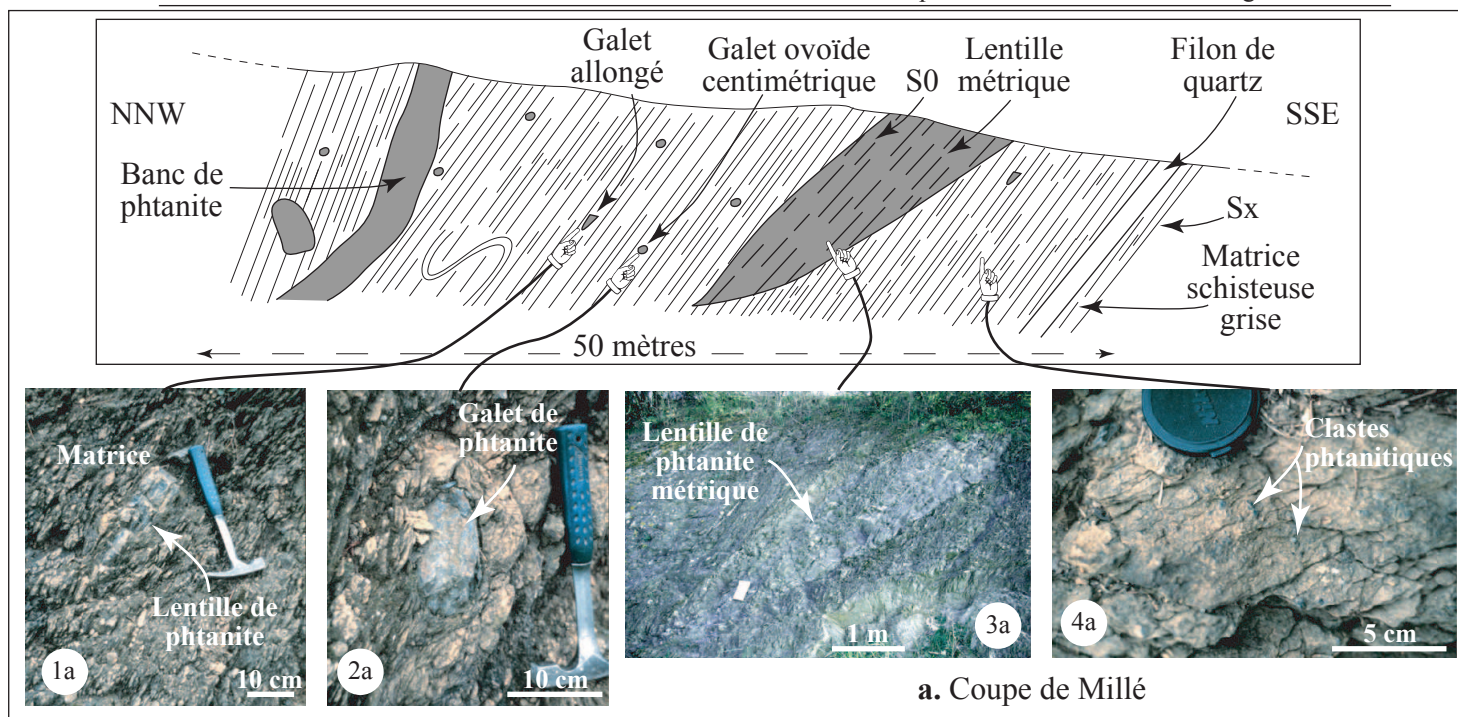


Figure 27 : Les phtanites dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire : données de terrain et pétrographie (Les numéros indiqués sur les photos renvoient au texte II.3.2.2.a.)

Certains de ces gros blocs ont été exploités autrefois en raison de la dureté et de la résistance de cette roche (p. ex. carrière des Buttes, NW de Saint-Georges-sur-Loire, fig. 22, carrière située au Nord de Pannecé, fig. 27, photo 1b).

Ces phtanites se présentent également sous forme de bancs, comme nous avons déjà pu le remarquer sur la coupe de la Roche Aireau (fig. 25). Ces bancs apparaissent continus à l'échelle d'un affleurement (Coupes de la Roche Aireau, fig. 25, coupe de Millé, fig. 27a, fig. 27, photo 2b), mais ils sont cartographiquement discontinus (fig. 22).

- Pétrographie

Les phtanites ou « cherts carbonés », ou radiolarites, sont des roches sédimentaires, de couleur gris – noire (donnée par des pigments graphiteux), dures, à cassure conchoïdale. Elles présentent parfois un litage fin qui se manifeste par des alternances de bandes noires et grises centimétriques.

En lame mince, ce sont des microquartzites graphiteux à texture microgrenue dans lesquels on peut souvent apercevoir des fantômes de radiolaires (formes rondes ou ovoïdes indéterminables dans une matrice microquartzeuse, fig. 27, photos 1c et 2c). De nombreux filons de quartz sont présents dans ces roches très recristallisées. Ils recoupent le litage qui, quand il existe, se manifeste par des bandes claires quartzeuses et pauvres en graphite et des bandes sombres quartzo-graphiteuses (fig. 27, photo 2c). De la pyrite accessoire est également reconnue dans ces roches.

- Datation

Les phtanites ont été datées grâce à des graptolites (*Monograptus lobiferus*, *M. sedgwicki*, *M. germatus*, *M. triangulatus*, *M. cf. spiralis* et *Petelograptus folium*) principalement dans la partie Nord de l'unité à blocs de Saint-Georges (fig. 22, Barrois, 1892, Philippot, 1950). Elles ont un âge Llandovery moyen.

b. Les calcaires

- Données de terrain

Les blocs calcaires sont localisés uniquement dans la partie orientale de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (fig. 22). Aucun affleurement n'existe dans la partie occidentale. Ils servaient jadis à l'alimentation de fours à chaux, ils ont donc fait l'objet de recherches importantes. De nombreux gisements sont aujourd'hui inaccessibles, certains ayant été presque totalement exploités (p. ex. carrière de Pont-Barré située en contrebas de la table d'orientation au NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22). Une liste exhaustive des affleurements aujourd'hui accessibles est donnée par Dubreuil (1986, p. 137 à 145).

Sur le terrain, les calcaires se présentent sous différentes faciès :

- sous forme de conglomérats à galets de calcaires gris et matrice quartzo-feldspathique et carbonatée de teinte marron (carrière de Pont-Barré, en contrebas de la table d'orientation au NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22 et fig. 28, photo 1),
- sous forme de conglomérats polygéniques à lithoclastes abondants de calcaires, de laves basiques, de phtanites et à matrice quartzo-feldspathique et carbonatée (carrière de Pont-Barré, le long du Layon au NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22 et fig. 28, photos 3 et 4, coupe de la Roche Aireau, fig. 25, photos 2, 7a et 7b),
- sous forme de blocs de calcaires monogéniques gris (coupe de la Roche Aireau, fig. 25, photo 3, calcaire des Roches, NE de Denée, fig. 22),



Photo 1 : Aspect macroscopique des conglomérats à galets calcaires de la carrière de Pont-Barré sous la table d'orientation (NW de Beaulieu-sur-Layon)

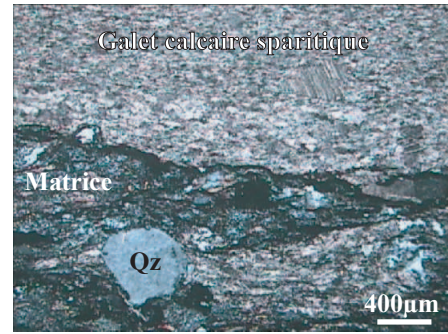


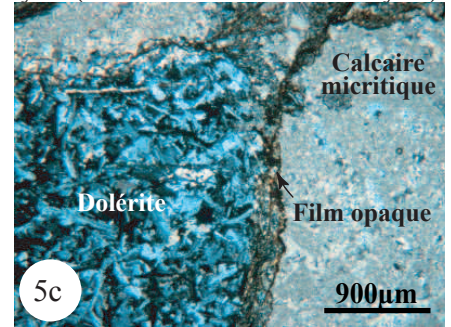
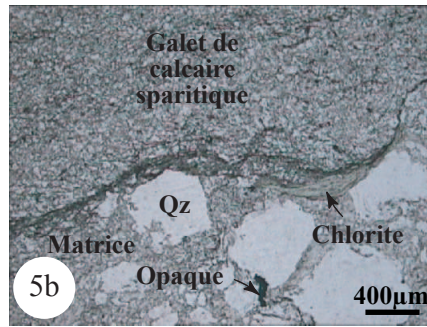
Photo 2 : Aspect microscopique du conglomérat à galets calcaires de la photo 1 en LPA (l.m. 11.4D)



Photo 3 : Carrière de Pont-Barré sur les bords du Layon (NW de Beaulieu-sur-Layon)



Photo 4 : Aspect macroscopique du conglomérat polygénique trouvé dans la carrière de Pont-Barré sur les bords du Layon (NW de Beaulieu-sur-Layon)



Photos 5 : Aspects microscopiques des conglomérats polygéniques de la carrière de Pont-Barré (Layon) et du chemin de la Roche Aireau

5a : galet calcaire dans une matrice quartzo-feldspathique et carbonatée (LPA, l.m. 11.1A), 5b : variation de granulométrie entre les différents lithoclastes (LPNA, l.m. 11.1C), 5c : éléments doléritiques et calcaires dans le conglomérat du chemin de la Roche Aireau (LPA, l.m. 23.6B')

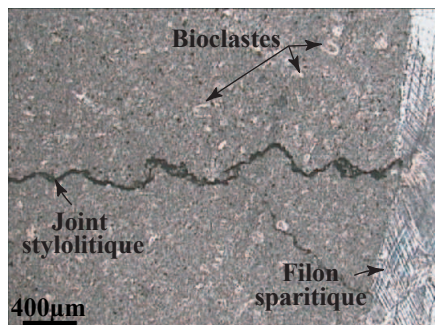


Photo 6 : Aspect microscopique du calcaire gris monogénique des Roches en LPA (NE de Denée, l.m. 19.1D)

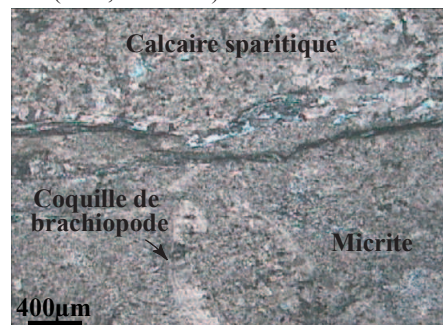


Photo 7 : Aspect microscopique du calcaire du Liétron en LPA (l.m. 13.7F)

Figure 28 : Les blocs calcaires de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire : données de terrain et pétrographie

- sous forme de blocs polyolithologiques contenant des bancs calcaires (coupe du Liétron, fig. 26, bloc 3, photos 5 et 6).

La taille de ces blocs varie. Elle est le plus souvent métrique (p. ex. calcaire monogénique de la Roche Aireau (fig. 25, photo 3), pluri-métrique (bloc polyolithologique du Liétron, fig. 26, bloc 3) et peut être pluri-hectométrique (carrière de Pont-Barré Layon, fig. 28, photo 3).

- Pétrographie

Nous allons décrire pétrographiquement les principaux types de blocs cités précédemment :

➤ Les conglomérats à galets de calcaires gris et matrice marron quartzo-carbonatée

Les galets calcaires gris sont azoïques sont composés de calcite sparitique à microsparitique (fig. 28, photo 2). Ils présentent quelquefois des fractures secondaires remplies de calcite. La matrice marron entoure les galets. Elle est formée d'un fond siliceux à imprégnation de carbonates contenant des grains de quartz isolés, émoussés et à extinction onduleuse (millimétriques et plus petits), des amas de quartz secondaires et à extinction onduleuse, quelques grains de feldspaths en lattes inframillimétriques, et quelques opaques en imprégnation (oxydes) ou en cristaux développés (pyrites autimorphes).

➤ Les conglomérats polygéniques à lithoclastes et à matrice carbonatée

Ces conglomérats présentent des fragments de roches de formes, de texture, de composition et de granulométrie variables. Le caractère commun à tous les conglomérats rencontrés, c'est la présence de nombreux éléments de calcaires. On rencontre dans ces conglomérats des lithoclastes ayant les compositions suivantes :

- des galets de calcaires formés de calcite microsparitique (fig. 28, photo 5a), certains fragments carbonatés sont très riches en pyrites,
- des fragments de roches calcaires micritiques fossilifères remaniant des éléments péri-récifaux (encrines, algues, tests de mollusques...),
- des fragments de roches volcaniques composées de microlithes de feldspaths plagioclases à textures doléritiques (fig. 28, photo 5c),
- des éléments de grès plus fins et riches en phyllites formés de quartz (en grains isolés ou en amas polycristallins à cristaux engrenés à extinctions ondulantes), de cristaux de calcite isolés, de chlorite, de muscovite, de feldspaths albitisés avec des macles en échiquier, d'orthose, et de minéraux opaques. Tous ces minéraux baignent dans un fond de roche carbonaté (fig. 28, photos 5a et 5b),
- des fragments d'argilites plissés.

La proportion de matrice entourant ces lithoclastes varie beaucoup. Il peut s'agir d'une fine matrice quartzo-feldspathique et carbonatée ou bien d'un simple film opaque constitué de minéraux opaques et de chlorites entourant les fragments de roches (fig. 28, photos 5b et 5c).

➤ Les calcaires monogéniques gris

Un échantillon a été récolté sub in place au lieu dit « Les Roches » au NE de Denée. Il s'agit d'un calcaire biomicritique de type wackestone, dans lequel des bioclastes ont été observés. Certains correspondent à des articles de crinoïdes, d'autres sont des fragments de tests de mollusques. Ces bioclastes sont englobés dans une matrice micritique imprégnée de granules d'opaques. Des filons à remplissage de calcite sparitique sont également présents ainsi que de nombreux stylolithes marqués par des oxydes de Fe (fig. 28, photo 6).

➤ Les blocs polyolithologiques contenant des calcaires

Sur la coupe du Liétron précédemment exposée (fig. 26), nous avons décrit un bloc polyolithologique contenant un calcaire rougeâtre-violacé (fig. 26, bloc 3, photos 5 et 6 et paragraphe II.3.2.1). Ce calcaire est une biomicrite de type packstone. Le ciment est micritique à microsparitique hématitique et contient des phénocristaux de calcite secondaire à contours nets et macles visibles (fig. 28, photo 7). De nombreux fragments de tests de brachiopodes sont également présents dans les zones micritiques de ce calcaire.

• Datations

Différentes datations des pointements calcaires existent dans la littérature :

- les calcaires des Roches à Denée : deux gisements y ont été décrits :
 - 1) Le calcaire gris-bleuté des Roches, décrit par Lys et Mauvier (1967), a livré des conodontes post-Ludlow (Pridoli),
 - 2) le calcaire beige des Roches, décrit par Lardeux (1967), est pétri de Tentaculites du Praguien.

Ces calcaires siluriens supérieur et dévoniens inférieur sont associés à des roches volcaniques, mais les relations entre ces deux gisements ne sont pas connues, tout comme les relations avec leur encaissant.

- les microbrèches calcaires du Moulin Bachelot, de la Roche Aireau et de la Croix Rouge : elles ont été datées par Dubreuil et Vachard (1982), puis Vachard (1993 et 1994) grâce à des éléments bioclastiques qui ont permis de les placer entre l'Emsien et le Givétien. Ces microbrèches sont également associées à des spilites.

Des tentatives d'extraction de conodontes ont été réalisées par H. Lardeux mais sans résultat. Je signale en annexe les localités testées (annexe 2).

Le calcaire du Liétron, dont nous avons parlé précédemment (fig. 26) a déjà été reconnu à plusieurs reprises, mais aucune datation n'y a été possible. E et L Bureau (1890), dans la notice de la carte géologique détaillée de la France au 1/80000 (feuille d'Ancenis), nous parlent d'un " banc de calcaire rose pétri d'une petite Orthis". De petits Brachiopodes y ont été récoltés par Lardeux (1967), mais ils n'ont pas pu être déterminés.

Ce calcaire, comme nous l'avons déjà indiqué, présente un faciès original dans l'unité à blocs. Un seul autre pointement de faciès semblable a été reconnu au lieu dit « La Gracerie » (Sud de Maumusson) par Bureau (1900). Le calcaire du Liétron se présente sous forme de petits bancs centimétriques à pluricentimétriques interstratifiés dans des schistes lie de vin et est associé à des volcanites acides et basiques (fig. 26). J'ai échantillonné surtout la partie supérieure de la barre calcaire (fig. 26, photos 5 et 6) qui a fourni de petits brachiopodes en grand nombre.

Nous avons demandé à P. Racheboeuf et M. Bassett (respectivement Universités de Lyon 1 et de Cardiff) de bien vouloir examiner la faune du calcaire rose du Liétron. Racheboeuf a tout d'abord tenté d'en extraire des conodontes, le résultat s'est avéré négatif. Les brachiopodes, particulièrement mal conservés, ont été ensuite examinés à Lyon et à Cardiff. Cinq formes différentes ont pu être déterminées (Racheboeuf, communication personnelle), il s'agit :

- d'un petit orthidé (Dalmanellide) rappelant *Prokopia* ou *Microprokopia*,
- d'un très petit atrypida (Carinatrypide probable) qui indiquerait un âge dévonien,
- d'un dalmanellide costellé mais indéterminable,
- d'une spiriferide probable

- d'une forme lisse, probablement un strophomenide.

Ces déterminations sont encore provisoires, mais P. Racheboeuf et M. Bassett en sont arrivés à la conclusion suivante : ce faciès du Liétron est très vraisemblablement Dévonien, peut-être même Dévonien inférieur (Lochkovien) en raison de ressemblances avec des faunes de décrites par Havlicek en Bohême.

Ces éléments de datation permettent donc de fixer des âges Silurien supérieur à Dévonien inférieur à moyen pour les blocs calcaires de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire.

c. Les laves basiques à intermédiaires

• Données de terrain

Ces laves basiques à intermédiaires se présentent sur le terrain sous forme de blocs de tailles variées, principalement localisés dans la partie orientale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (fig. 22). Seuls quelques pointements ont été reconnus sur la carte de Savenay au 1/50000^{ème} et un seul sur la carte de Redon (dolérite des Novettes, fig. 23, Fourniguet et Trautmann, 1985, Marchand et al., 1989). Il peut s'agir de nodules pluricentimétriques (cf. la Roche Aireau, fig. 25), de lentilles métriques à plurimétriques (cf. la Roche Aireau et le Liétron, fig. 25 et 26) ou bien de blocs kilométriques tels que ceux exploités dans les carrières de la Bouvraie (NW d'Ingrandes, fig. 22) de Pierre Bise (NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22) du Mont Juillet (Est de Nort-sur-Erdre, fig. 29, photo 1). Elles sont également reconnues dans les blocs conglomératiques à matrice carbonatée décrits précédemment (fig. 28, photo 5c).

Le mode de gisement des roches constitutives de ces blocs n'est pas toujours facilement identifiable sur le terrain. Ces laves basiques se présentent sous forme de coulées, de dykes, ou bien de roches plus massives (fig. 29, photo 2). Des pillows-lavas ont été reconnus en différents points de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, comme par exemple dans la tranchée du Moulin Bachelot, dans la montée de la Roche aux Moines au NE de Savennières (fig. 29, photos 3 et 4) et dans la carrière de Pierre Bise (NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22). A l'affleurement, ces roches présentent un grain fin et le plus souvent une teinte verdâtre-marron lorsqu'elles sont altérées. La cassure fraîche montre une couleur vert clair à vert soutenu. On trouve également des faciès rouges-violacés dû à l'altération (fig. 29, photo 2).

• Pétrographie

Les roches basiques à intermédiaires ont été étudiées sur le plan pétrographique par différents auteurs (p. ex Arnaud, 1966, Cavet et al., 1976). Ces auteurs qualifiaient la majeure partie des roches basiques de "spilites". Il s'agit en fait de roches montrant des caractères texturaux primaires et une paragenèse secondaire commune de basse température (Cabanis, 1986). Rappelons la définition des spilites et leurs caractères principaux :

Le terme spilite a été utilisé pour la première fois par Brogniart en 1827 (ref. dans Amstutz, 1974). Ce sont des "roches de teinte verdâtres ou violacées, caractérisées par des nodules ou taches de calcite ou d'agate, disséminés dans une pâte aphanitique". La paragenèse la plus fréquente est composée d'albite, pyroxènes, amphiboles, feldspaths, calcite, épidotes et minéraux opaques (Vallance, 1960, Amstutz, 1968). Dans les années 1970, deux hypothèses étaient proposées pour leur conditions de genèse (Amstutz, 1968) : 1) origine primaire associée à un hydrothermalisme ; 2) métamorphisme peu intense (faciès schistes verts), postérieur à la mise en place des basaltes.



Photo 1 : Vue générale de la carrière de Trachyte du Mont Juillet (Est de Nort-sur-Erdre)



Photo 2 : Aspect des volcanites basiques de la carrière de Pierre-Bise (NW de Beaulieu-sur-Layon)



Photo 3 : Pillow-lavas de la montée de la Roche aux Moines (NE de Savennières)



Photo 4 : Détail d'un pillow-lava de la montée de la Roche aux Moines (NE de Savennières)

Figure 29 : Aspect des blocs de laves basiques sur le terrain



Photo 1 : Dolérite schistosée sans pyroxènes, texture microlitique (Beaulieu sur Layon, LPNA, l.m. 7.9'B)

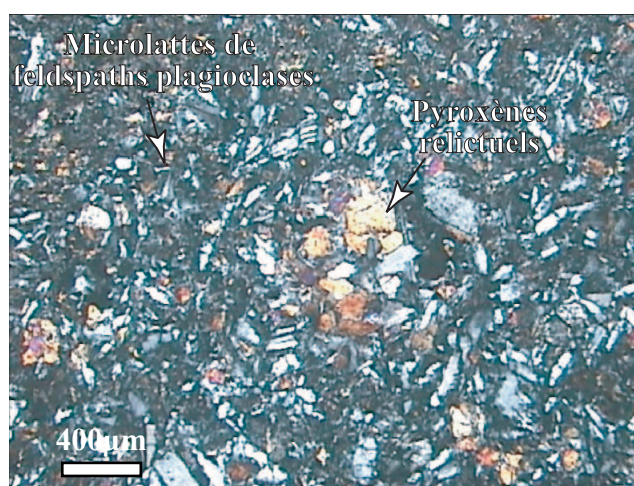


Photo 2 : Dolérite à pyroxènes, texture intersertale cristalline (Pierre-Bise, LPA, l.m. 15.3PB')

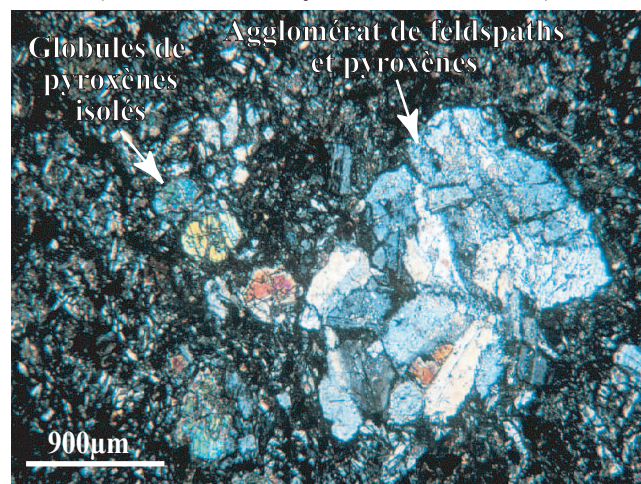


Photo 3 : Basalte porphyrique à pyroxènes, texture gloméro-porphyrique (Pont-Barré, LPA, l.m. 8.11A)

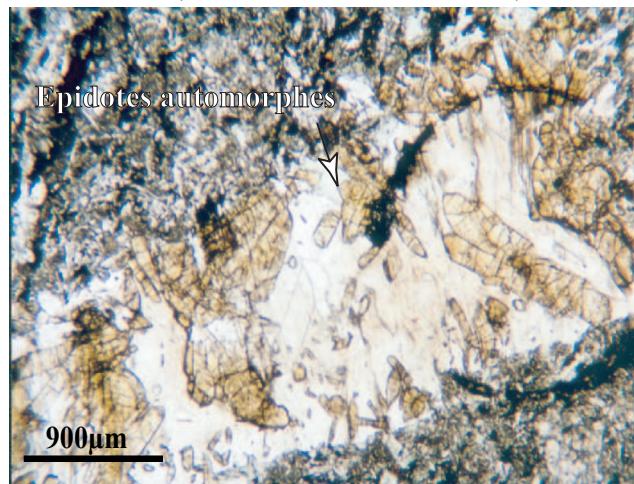


Photo 4 : Filonnet secondaire à carbonates et épidotes dans un basalte porphyrique à pyroxènes, (Pont-Barré, LPNA, l.m. 8.11B)

Figure 30 : Les principaux faciès de laves basiques rencontrés dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire

Actuellement, la seconde hypothèse semble la plus probable étant donné la persistance de textures magmatiques et de minéraux primaires tels que les pyroxènes, qui, dans des conditions de métamorphisme de basse température et en présence de fluides, se transforment en amphiboles (ouralitisation).

Dans la suite du texte, nous nous baserons donc sur des caractères texturaux pour nommer et caractériser les volcanites basiques à intermédiaires de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire.

- *Etude microscopique*

Sept faciès volcaniques basiques à intermédiaires montrant des caractères texturaux distincts semblent se détacher dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire. Des faciès tufacés sont également associés à ces faciès volcaniques, mais ils ne seront pas décrits ici. Les différents types de laves basiques sont illustrées sur les figures 30 et 31 et leurs principales caractéristiques sont données dans les descriptions ci-dessous :

➤ Les dolérites

Leur mode de gisement n'est pas toujours clairement identifiable sur le terrain, mais il s'agit de faciès de coulées plus ou moins massives formées de roches à texture intersertale cristalline. Elles sont constituées de microlattes divergentes de feldspaths plagioclases, de phénocristaux altérés (certains contiennent des cristaux cubiques de dolomie) et cassés de feldspaths plagioclases, et, dans certains cas, de cristaux de pyroxènes relictuels disséminés dans une matrice chloriteuse (fig. 30, photos 1 et 2). Ces phénocristaux de pyroxènes peuvent être déstabilisés et transformés en amphiboles. La matrice contient également de nombreux grains d'épidotes, de la calcite et de nombreux petits grains de minéraux opaques disséminés ou concentrés le long des plans de fractures. Des filonnets à calcite secondaires sont fréquents.

Des pillows-lavas ont également été reconnus sur le terrain (fig. 29, photos 3 et 4). Ces roches confirment bien le mode de gisement en coulées. Leurs textures et compositions ont été étudiées en détail par Maillet (1977) et Carpenter et al. (1982). Ils présentent une différenciation cœur-bordure avec un cœur à texture intersertale divergente à reliques de clinopyroxènes et une bordure à texture variolitique à amygdales chloriteuse ou quartzeuses ou à texture arborescente.

➤ Les basaltes porphyriques à pyroxènes

Ils présentent une texture gloméro-porphyrique avec des phénocristaux de pyroxènes plurimillimétriques xénomorphes, craquelés, dispersés ou en amas et parfois agglomérés à des lattes de feldspaths plagioclases (fig.30, photo 3). La matrice est inframicroscopique chloriteuse et montre des microlithes de plagioclases préservés. On y trouve également des grains opaques et des imprégnations d'épidote. Des microfilonnets à calcite – épidote – chlorite – quartz secondaires sont fréquents dans ces faciès (fig. 30, photo 4).

➤ Microgabbro doléritique

Cette roche, à texture subophitique, montre des phénocristaux de pyroxènes relictuels englobant des lattes de feldspaths plagioclases (fig. 31, photo 1). De rares phénocristaux d'amphiboles isolées existent également. La matrice de cette roche est constituée de chlorite, de feldspaths plagioclases et d'épidote.

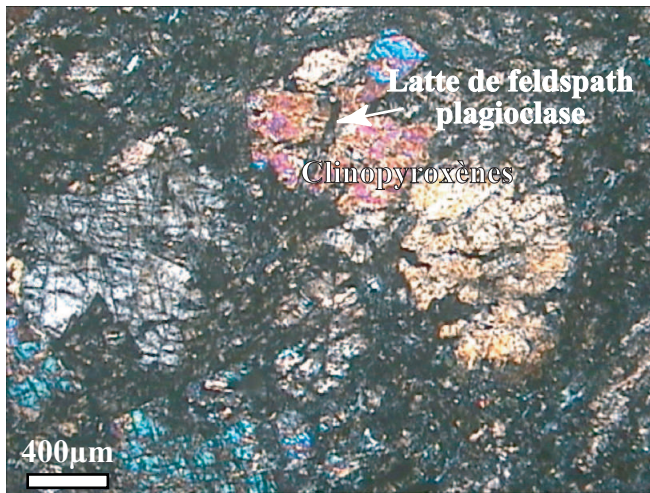


Photo 1 : Microgabbro doléritique, texture sub-ophitique (Petit Gilbourg, LPA, l.m. 13.4)

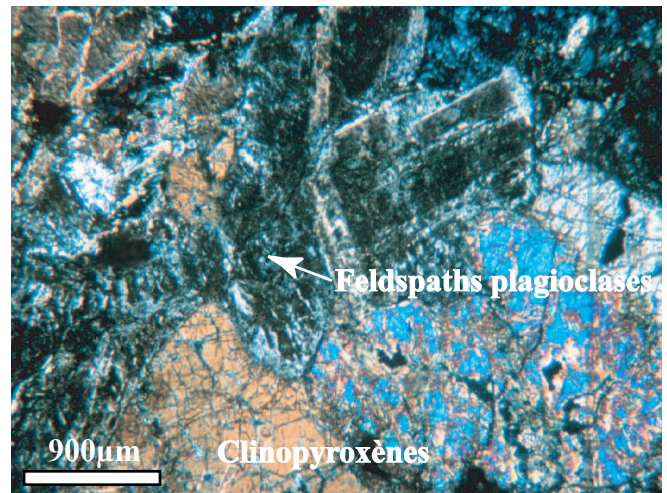


Photo 2 : Gabbro protoclastique, texture en mortier (Mantelon, LPA, l.m. 9.13)

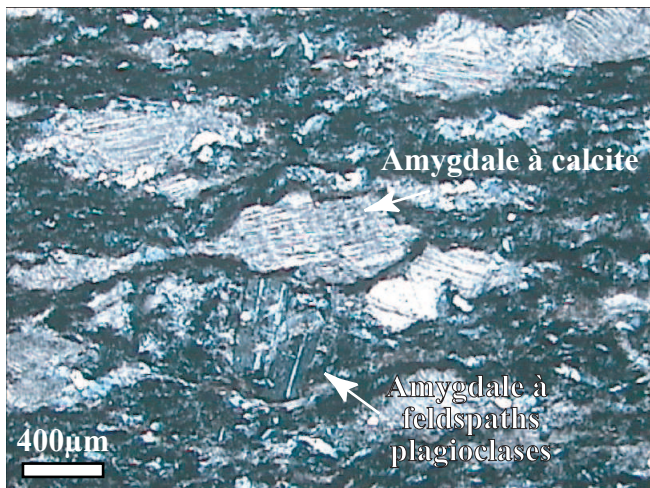


Photo 3 : Spilite ou lave à amygdales, texture amygdaloïdale (Denée, LPA, l.m. 9.11A)



Photo 4 : Andésite porphyrique, texture vitro-porphyrique (Le Vau, LPA, l.m. 23.5)

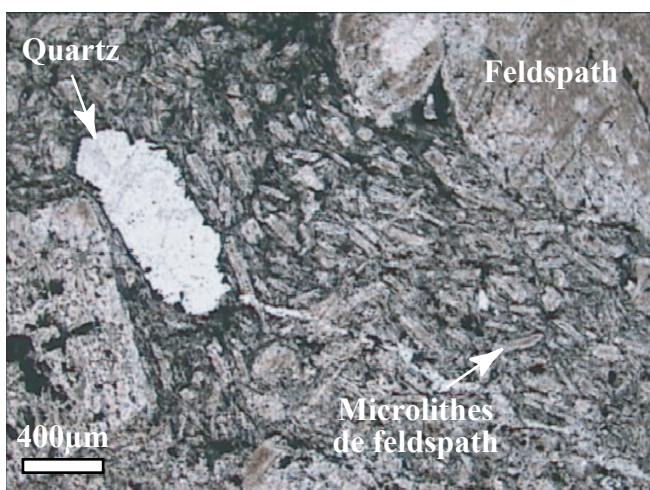


Photo 5 : Trachyte, texture trachytique (Mont Juillet, LPNA, l.m. 42.5B)

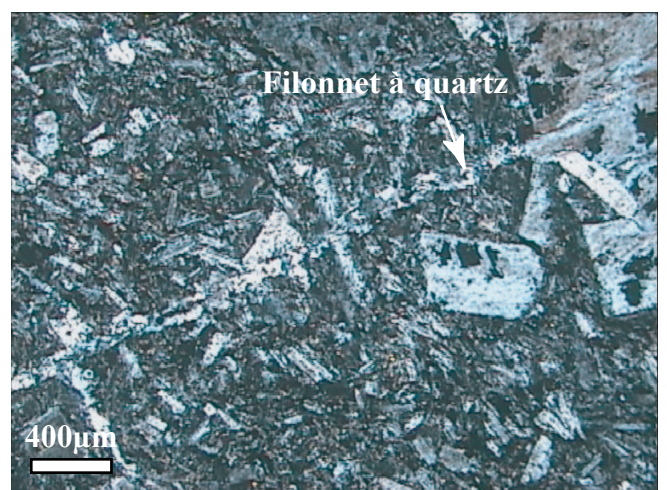


Photo 6 : Trachyte, texture trachytique (Mont Juillet, LPA, l.m. 42.5B)

Figure 31 : Les principaux faciès de laves basiques rencontrés dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire

➤ Gabbro protoclastique à pyroxènes

Ce faciès montre une texture en mortier (texture grenue) avec des amas plurimillimétriques de pyroxènes fracturés (fig. 31, photo 2). On peut déterminer des fantômes de phénocristaux de feldspaths plagioclases imprégnés de séricite, chlorite et pumpellite. La matrice est chloritisée et elle renferme des minéraux titanés en granules ainsi que des plages de quartz secondaire. La chlorite se rencontre aussi dans les fractures des pyroxènes. Ce faciès est un faciès cumulatif.

➤ Spilite au sens strict ou lave à amygdales

Cette roche correspond à la définition de Brogniart (1927, ref. dans Amstutz, 1974). Elle présente une texture amygdaloïdale qui donne un aspect scoriacé à la roche. Les amygdales sont remplies de phénocristaux d'albite, de calcite, de chlorite, d'opakes ou de quartz (fig. 31, photo 3). Ces amygdales peuvent montrer des contours soulignés par des opakes et ont des tailles plurimillimétriques. La matrice est inframicroscopique à chlorite, hématite et calcite. Quelques microlithes inframillimétriques de feldspaths plagioclases ont également été déterminés dans la matrice. Des microfilonnets secondaires à remplissage de calcite et chlorite sont fréquents.

➤ Andésite porphyrique

Ce faciès, de composition intermédiaire montre une texture vitro-porphyrique. Les porphyroblastes sont formés par environ 10% de phénocristaux de feldspaths plagioclases subautomorphes en lattes ou en sections hexagonales dont certains montrent des macles en échiquier (fig. 31, photo 4). Le reste de la roche (90% environ) est constituée d'une pâte aphanitique dans laquelle on trouve quelques granules d'opakes et des fractures à quartz et épidotes.

➤ Trachyte

Cette roche, de couleur macroscopique rougeâtre, présente des phénocristaux plurimillimétriques de feldspaths potassiques et plagioclases (environ 20% de la roche) avec un fond cristallin à texture trachytique (environ 80% de la roche ; fig. 31, photos 5 et 6). Les cristaux de feldspaths sont altérés avec des imprégnations de calcite et d'opakes. Le fond de la roche est composé de microlithes de feldspaths plagioclases orientés et d'épidotes accessoires. Quelques plages de quartz sont également visibles ainsi que des veines secondaires à quartz-carbonates.

- *Composition chimique des phases minérales*

Les minéraux de ces roches ont été analysés à la microsonde électronique afin de les qualifier de façon plus précise. Il s'agit de feldspaths et de pyroxènes pour les minéraux magmatiques primaires et d'amphiboles et de chlorites pour les minéraux du métamorphisme.

Les analyses ponctuelles de minéraux ont été effectuées au BRGM, au laboratoire de caractérisation des phases minérales (service mixte CNRS – ISTO), sur la microsonde électronique de marque Camebax.

➤ Les pyroxènes

Les pyroxènes sont présents dans trois des six faciès basiques à intermédiaires déterminés précédemment. Ils sont considérés comme magmatiques. Ils permettent donc de caractériser la composition de la roche originelle. Ils se présentent sous forme de cristaux xénomorphes poecilitiques morcelés, fracturés (fig. 30, photos 2 et 3 et fig. 31, photos 1 et 2), mais montrent des compositions préservées. Leurs compositions varient peu, il s'agit de clinopyroxènes calciques et magnésiens de type augites ou diopsides (Morimoto, 1988, fig. 32 et 33 et annexe 3, tableaux 1). Il existe peu de variation de composition entre le cœur et les bordures des cristaux (Fig. 34). Néanmoins, certains cristaux analysés montrent des cœurs plus calciques que leurs bordures (échantillons 21.7F, 8.11 et 13.4 ; fig. 34). Ces cœurs pourraient correspondre à la composition primaire des pyroxènes, alors que les bordures, montrant de plus grandes variations de composition pourraient être déstabilisées secondairement (échantillon 13.4, fig. 34).

Afin de caractériser les affinités paléovolcaniques des séries magmatiques rencontrées dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, nous avons replacé les analyses chimiques des pyroxènes dans les diagrammes de Leterrier et al. (1982, fig. 35 et 36).

La composition des pyroxènes permet de montrer le caractère bimodal des roches basiques analysées. Un premier groupe correspond aux basaltes alcalins à calco-alcalins non-orogéniques (fig. 35 et 36) et un second groupe montre des caractères de basaltes tholéitiques orogéniques (fig. 35 et 36). Le premier groupe déterminé correspond en fait à un seul et même échantillon (échantillon 21.7F, fig. 35 et 36) et le second aux quatre autres échantillons analysés (échantillons 13.4, 8.11A et B, 15.3, fig. 35 et 36). L'échantillon 9.13 (Mantelon) n'a pas été intégré dans ces graphes. Il présente en effet un faciès cumulatif qui ne permet pas de caractériser le liquide. Il convient toutefois de relativiser la place des points situés autour de la droite de séparation entre les deux domaines définis par les différents graphes ; cette droite est en fait une droite fictive avec des zones d'incertitudes de part et d'autre. De même, comme on pourra le voir dans la partie géochimie, le graphe 3 traitant des caractères orogéniques ou non-orogéniques des pyroxènes des laves analysées est à considérer avec précautions.

Ces résultats seront discutés dans la suite du chapitre avec les analyses chimiques effectuées sur les échantillons de roche totale.

➤ Les feldspaths

Ils sont présents dans tous les faciès déterminés précédemment, soit sous forme de phénocristaux de plagioclases maclés albite, ou associés aux pyroxènes dans les amas glomérophyriques, ou bien sous forme de microlithes (dans les dolérites), ou encore de lattes isolées dans la matrice. Ils ont probablement été transformés (albitisés) secondairement. Les feldspaths analysés dans les différents faciès sont tous albitisés, que ce soient ceux de la matrice, ceux situés entre les fibres d'amphiboles (Annexe 3, tableaux 2, fig. X8a, échantillon n°13.4), les phénocristaux des agglomérats dans basaltes porphyriques à pyroxènes, ou encore les lattes plagioclasiques isolées (fig. 37a, 15.3 PB a et b , 15.3 PB' et 8.11). Ils ne montrent pas de zonation (fig. 37b, échantillon 15.3APB b). Seuls deux feldspaths analysés dans la roche 9.13 présentent des compositions d'oligoclase et d'andésine (points 72 et 84, fig. 38, 9.13). Ces deux mesures ponctuelles ont été faites dans une latte de plagioclase incluse dans un minéral opaque (ilménite déstabilisée en leucoxène) à la périphérie d'un autre (fig. 38). Ils ont donc probablement été préservés de l'albitisation et peuvent approcher certaines compositions primaires des feldspaths des faciès basiques du bassin de Saint-Georges-sur-Loire.

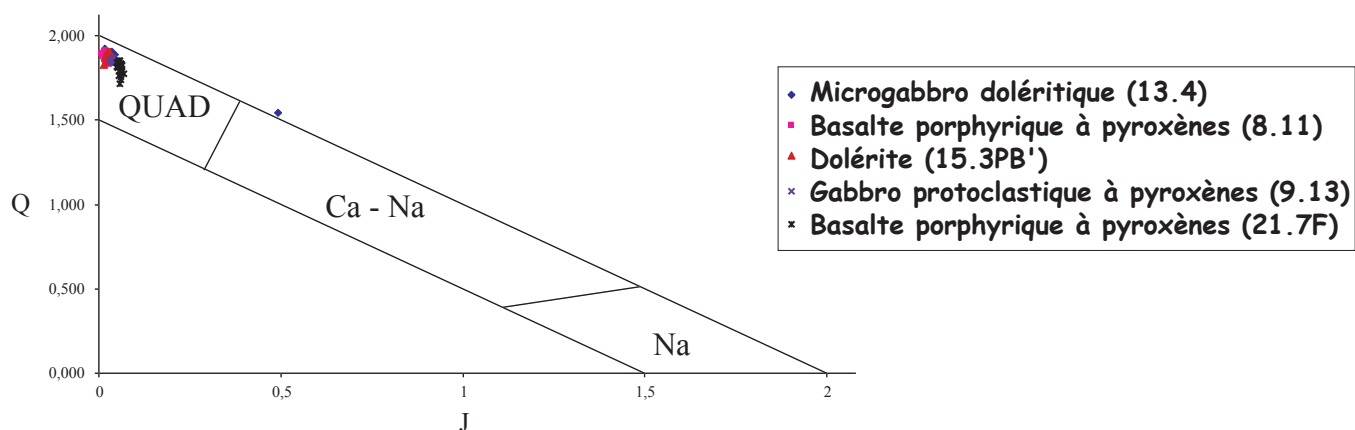


Figure 32 : Composition des clinopyroxènes dans le diagramme Q-J
avec $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ et $J = 2\text{Na}$
(Morimoto et al., 1988)

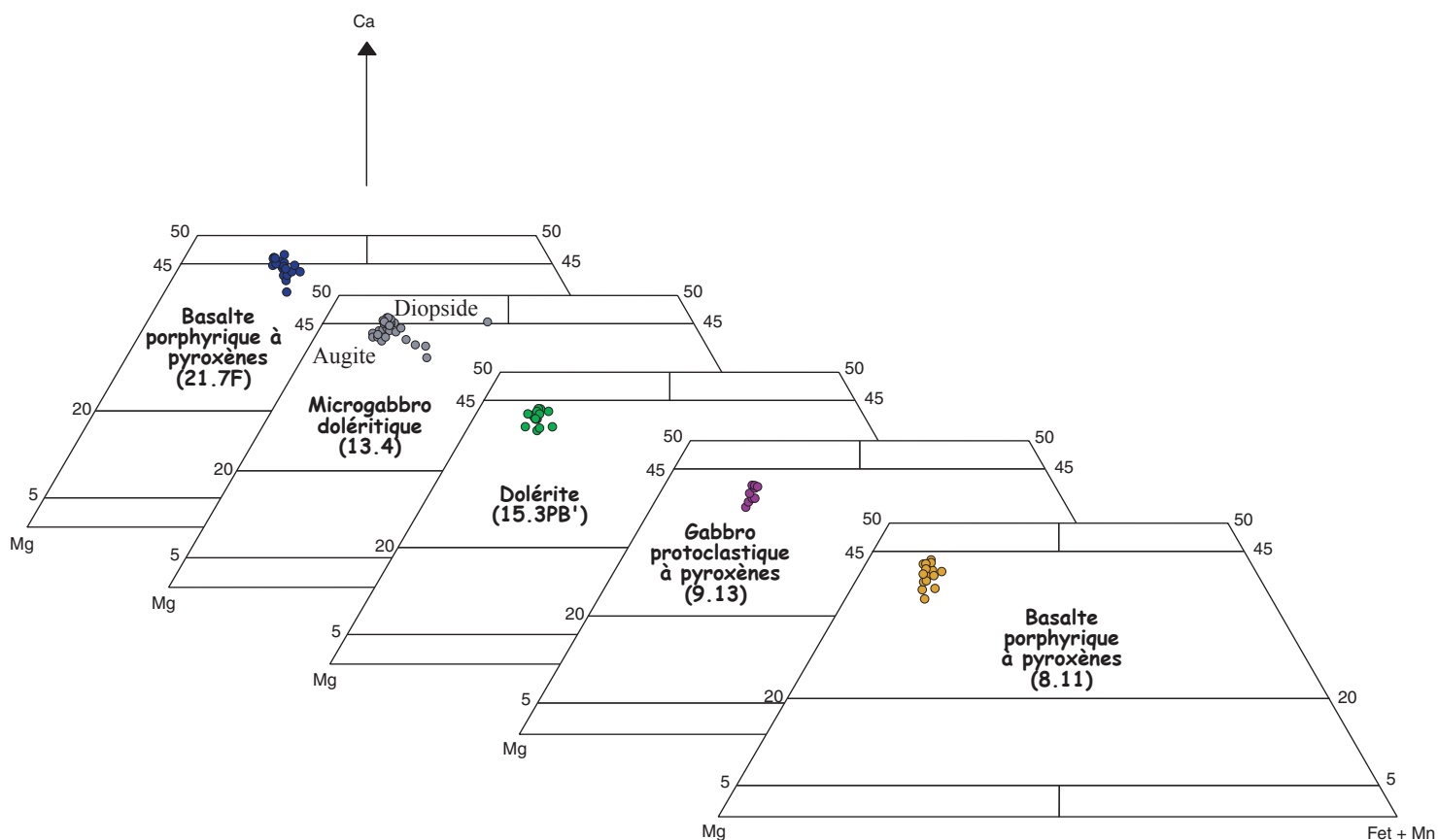


Figure 33 : Composition des clinopyroxènes dans le diagramme des pyroxènes calco-magnésiens
(Morimoto et al., 1988)

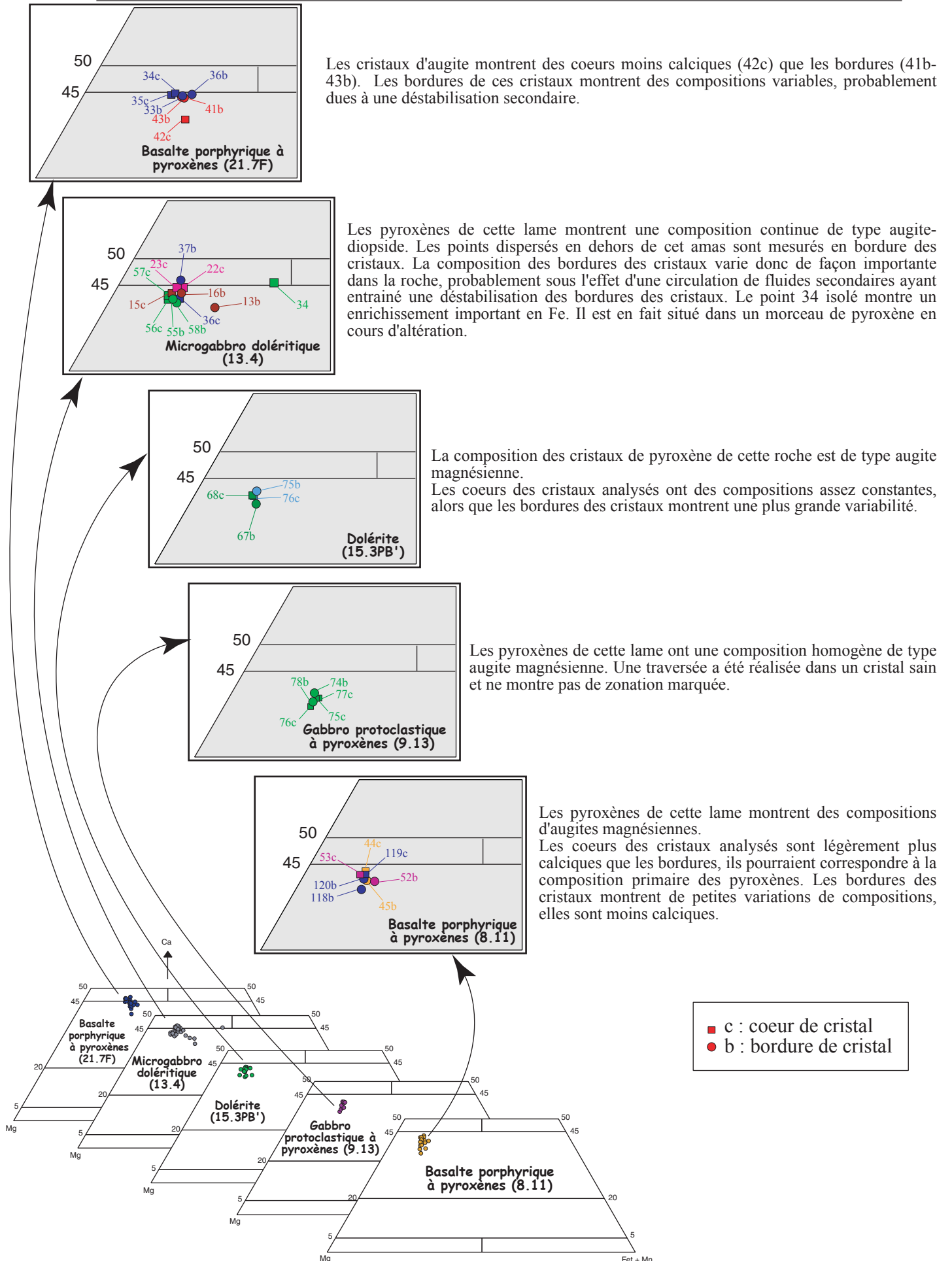


Figure 34 : Détail des variations de compositions coeur / bordures des cristaux de clinopyroxènes calco-magnésiens (Morimoto et al., 1988 ; les nombres attribués à chacun des points se rapportent aux N° d'analyses de l'annexe 3, tableaux 1)

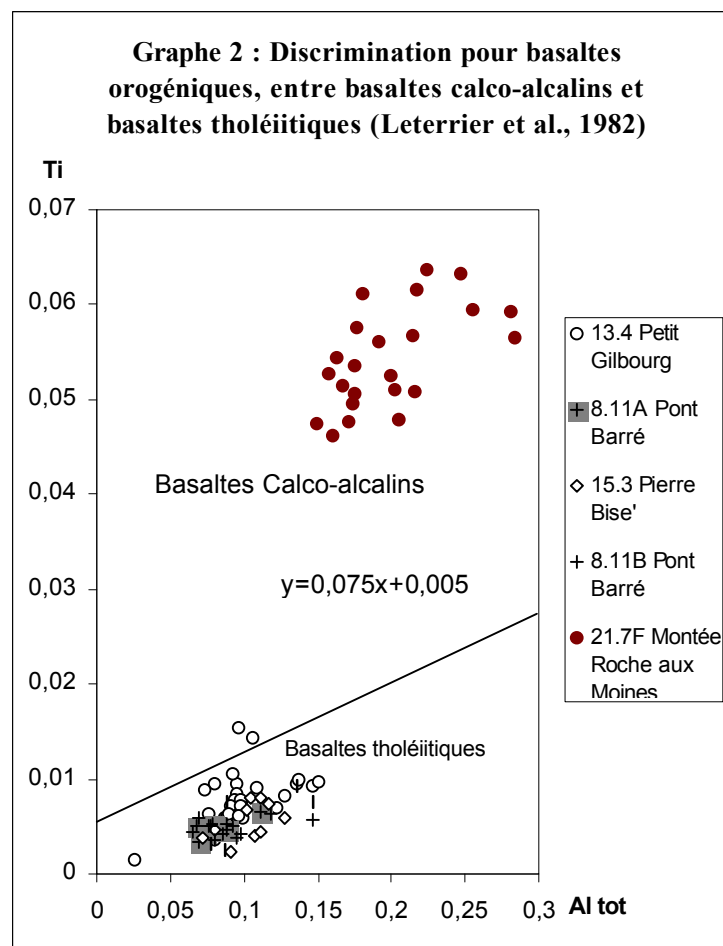
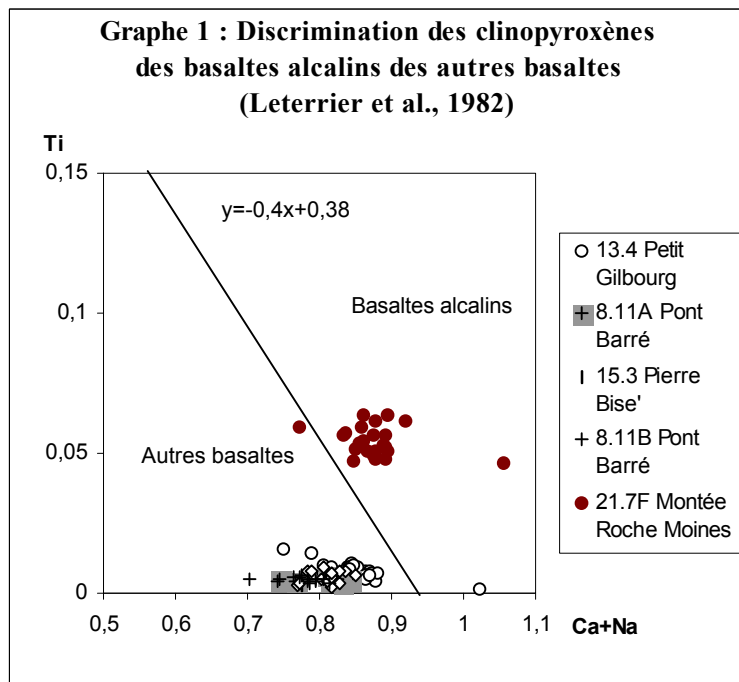


Figure 35, graphes 1 et 2 : Affinités paléovolcaniques des séries magmatiques rencontrées dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Leterrier et al., 1982)

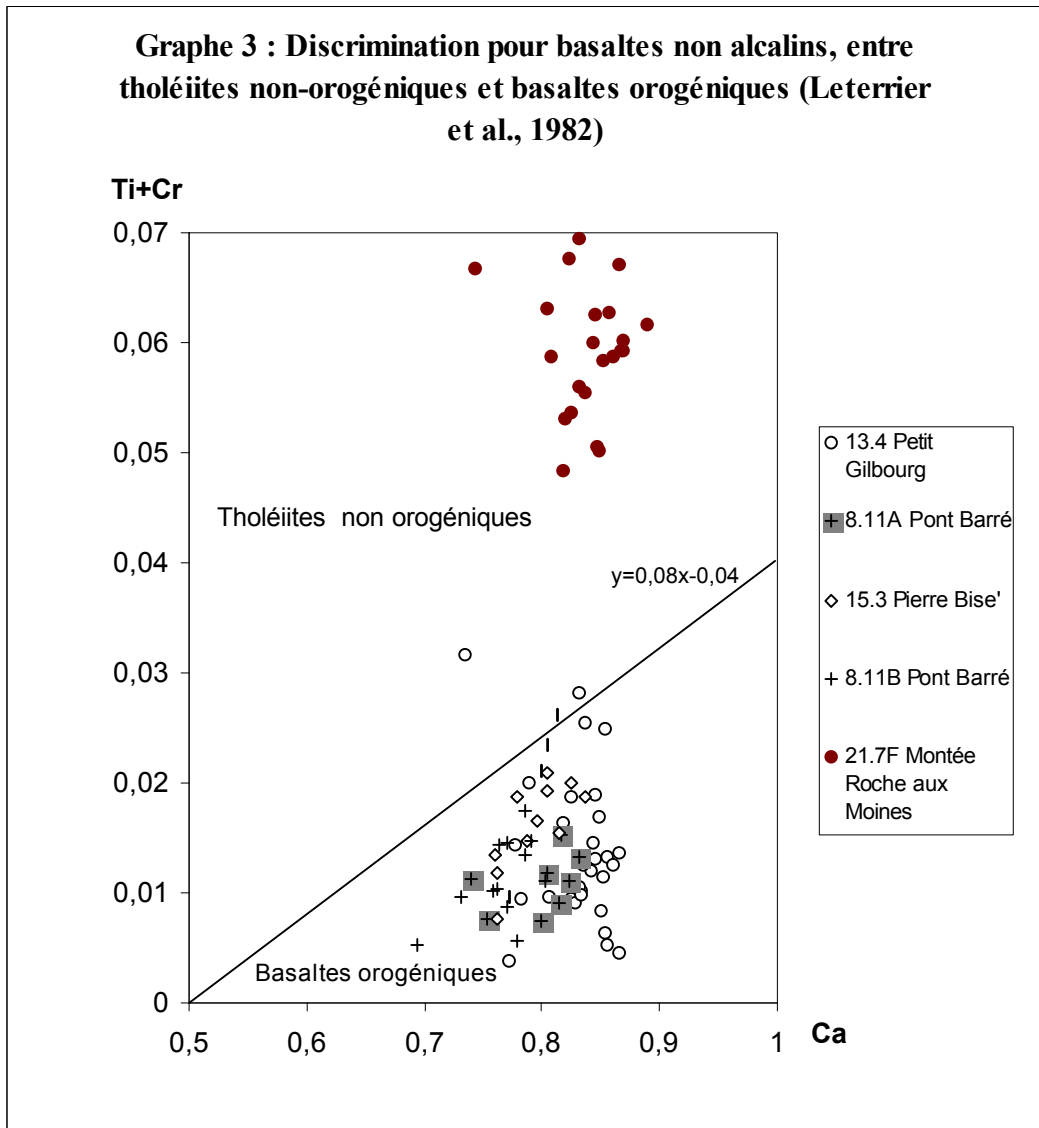


Figure 36, graphe 3 : Affinités paléovolcaniques des séries magmatiques rencontrées dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Leterrier et al., 1982)

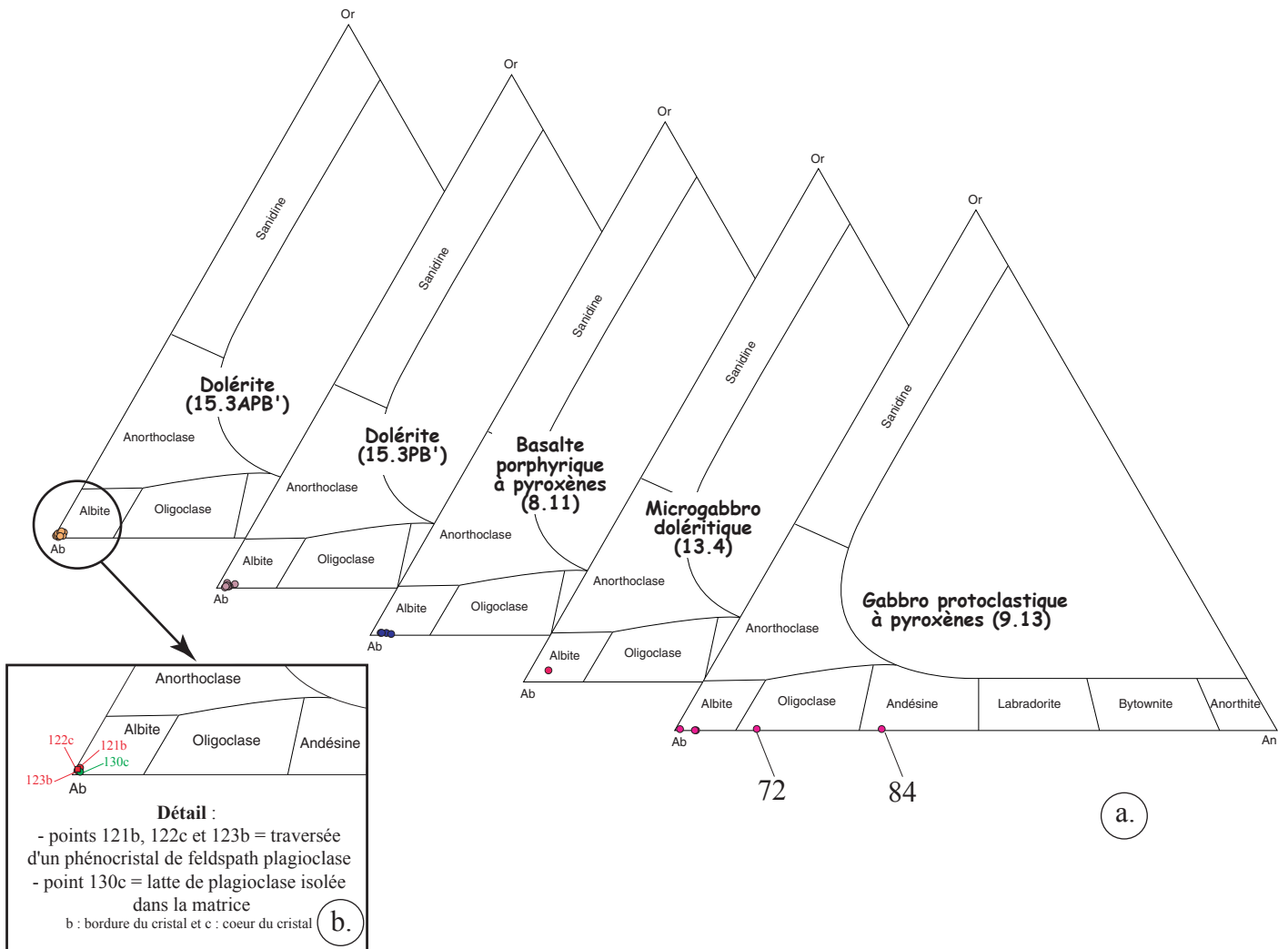


Figure 37 : Composition des feldspaths des laves basiques dans le diagramme Or-An-Ab
a : en général ; b : détail d'une traversée dans un phénocrystal et composition d'une latte isolée dans la matrice

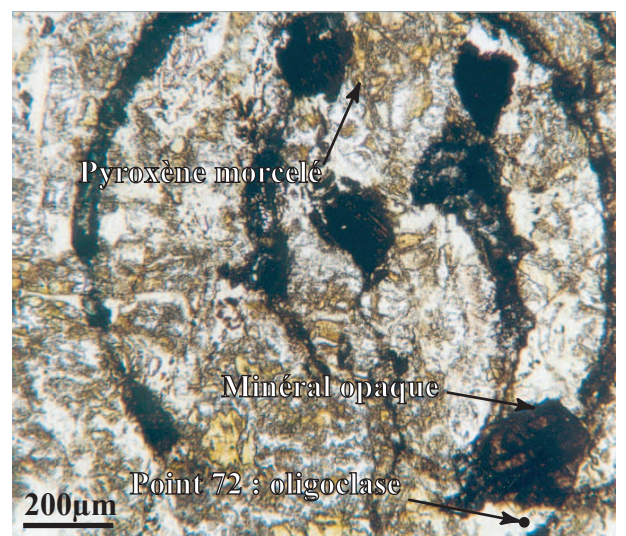
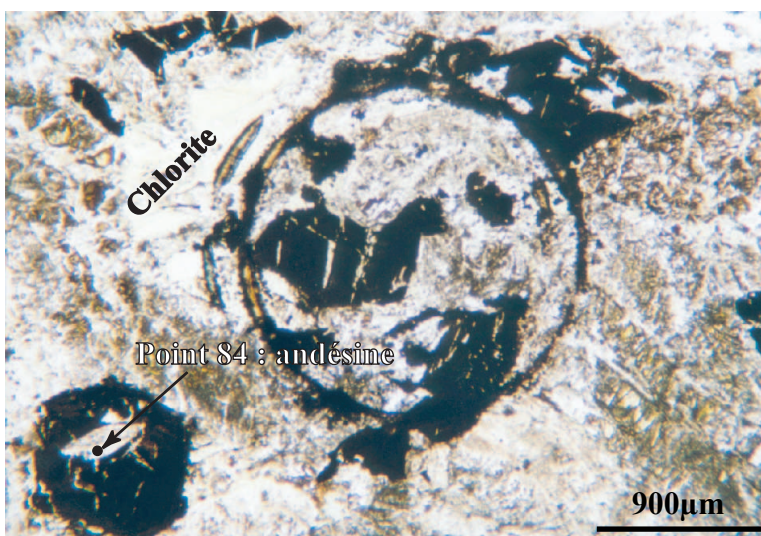


Figure 38 : Localisation des feldspaths analysés dans le gabbro protoclastique à pyroxènes (l.m. 9.13) et pouvant correspondre à des feldspaths primaires à composition préservée.

➤ Les amphiboles

Elles ne sont présentes que dans les faciès comprenant des pyroxènes. Elles résultent à la fois de la déstabilisation des pyroxènes (ouraltisation), mais peuvent également être primaires. Quatre formes ont été reconnues dans les faciès basiques à pyroxènes étudiés :

- sous forme de cristaux fibreux isolés pléochroïques (verts clairs à incolores en LPNA) et jaunes orangés du deuxième ordre en LPA (fig. 39, photos 1 et 2),
- sous forme de fibres aciculaires entourant les pyroxènes (texture coronitique, fig. 39, Photo 3), probablement résultat de la déstabilisation de ceux-ci,
- sous forme de baguettes en inclusions dans les pyroxènes et les feldspaths plagioclases (fig. 39, Photo 4),
- sous forme de cristaux isolés sub-automorphes clivés pléochroïques (verts clairs à incolores en LPNA) et jaunes orangés du deuxième ordre en LPA (points 60 et 61, fig. 39, photos 5 et 6). Cette forme est rarement observée.

Toutes ces amphiboles sont des amphiboles calciques (Leake et al., 1997, annexe 3, tableau 3). Elles montrent des compositions de type actinote ou magnésiohornblende (fig. 40, Annexe 3, Tableau 3). Le cristal isolé analysé dans l'échantillon de microgabbro doléritique (échantillon 13.4, fig. 39, photos 5 et 6) présente une bordure de type actinolite (fig. 40, point 60b). Les fibres montrent les deux compositions : actinolite ou magnésiohornblende (fig. 40, points 53c, 51b, 73 et 68). Certains cristaux analysés ont subi une intense altération. Ils n'ont donc pas été reportés sur la figure 40. Bien que les cristaux isolés aient des textures magmatiques, leurs compositions chimiques démontrent leur recristallisation en actinote pendant les événements tectono-métamorphiques postérieurs.

➤ Les chlorites

Elles sont présentes dans toutes les laves basiques étudiées. On les trouve principalement dans la matrice où elles ne sont pas facilement analysables et elles cristallisent entre les morceaux de pyroxènes (fig. 41, photos 2 et 4). On les reconnaît également sous forme de grandes plages interstitielles, elles se trouvent alors parfois associées aux minéraux opaques (fig. 41, photos 1 et 2). Toutes les chlorites analysées se situent dans le champ des chlorites magnésiennes, pycnochlorites et diabantite, dans le diagramme de Hey (1954, fig. 42, annexe 3, tableau 4a).

➤ Les minéraux accessoires

Ce sont essentiellement l'épidote, les carbonates et les minéraux opaques :

- L'épidote apparaît secondairement dans ces roches et se présente sous forme de granules dans la matrice (fig. 41, photo 1) ou bien de cristaux automorphes dans les filonnets carbonatés secondaires (fig. 30, photo 3). Ces épidotes sont calciques ($\text{CaO} = 21,27$ à $22,83\%$), alumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,47$ à $24,29\%$) et ferrières ($\text{FeO} = 10,06$ à $13,32\%$). Ce sont des clinozoï sites (annexe 3, tableau 5).

- Les carbonates apparaissent également en quantité non négligeables en raison de la « spilitisation » de la roche. On les trouve à la fois en imprégnation dans la matrice, dans les cristaux de feldspaths plagioclases et également sous forme de filons tardifs et généralement associée à des épidotes et des chlorites (fig. 41, photos 1 et 3).

- Les minéraux opaques sont des sulfures (pyrite), des oxydes (hématite) ou bien des ilménites déstabilisées en leucoxènes (fig. 41, photos 2 et 4).

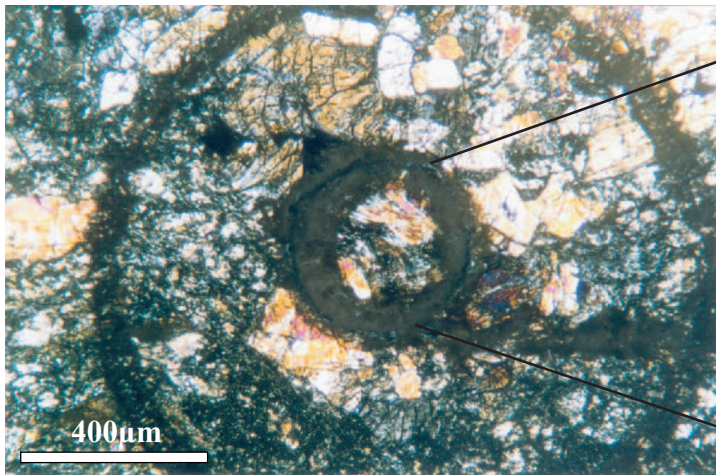


Photo 1 : Amphibole fibreuse dans un microgabbro doléritique (Petit Gilbourg, LPA, l.m. 13.4)

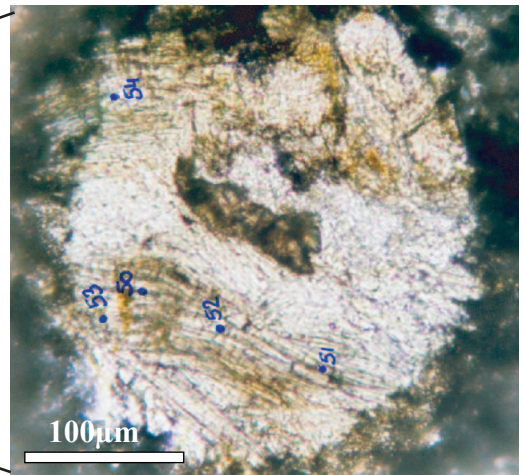


Photo 2 : Détail de l'amphibole fibreuse de la photo 1 (Petit Gilbourg, LPNA, l.m. 13.4)

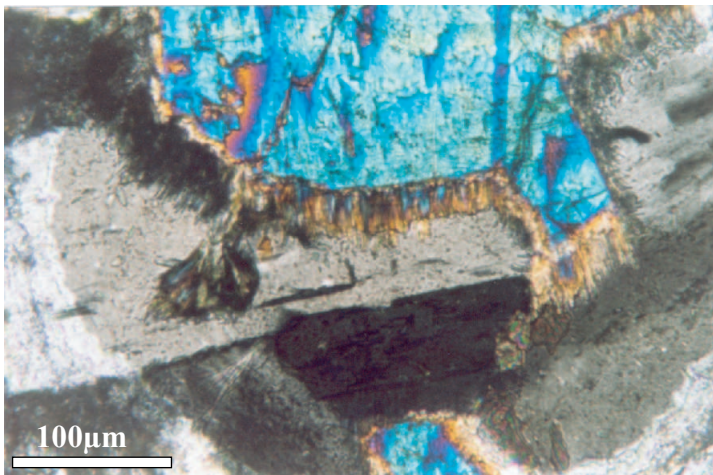


Photo 3 : Amphibole en couronne autour d'un phénocrystal fibreuse de pyroxène (carrière de Pierre Bise, LPA, l.m.15.3PB')

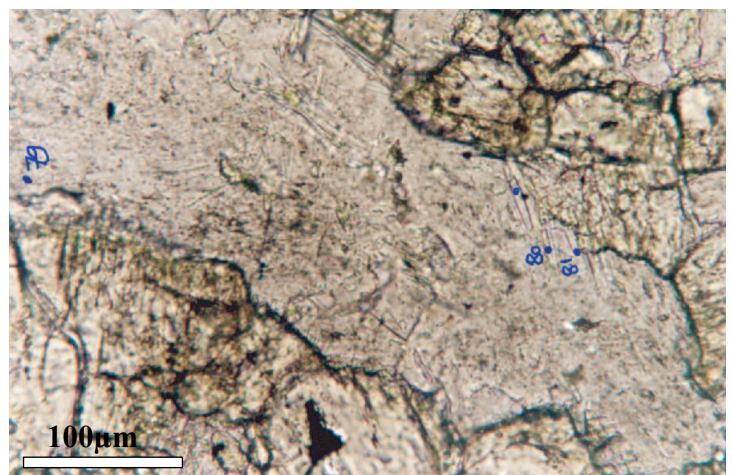


Photo 4 : Amphibole aciculaire dans un feldspath plagioclase (carrière de Pierre Bise, LPNA, l.m.15.3PB')

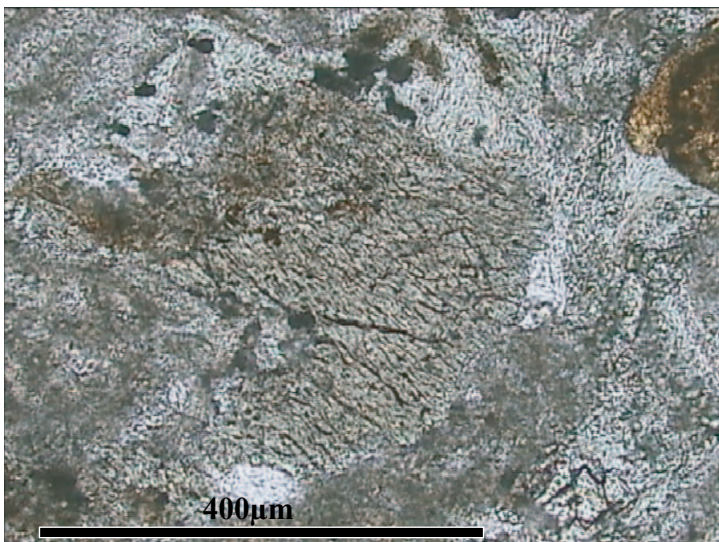


Photo 5 : Phénocrystal d'amphibole dans un microgabbro doléritique (Petit Gilbourg, LPNA, l.m. 13.4)

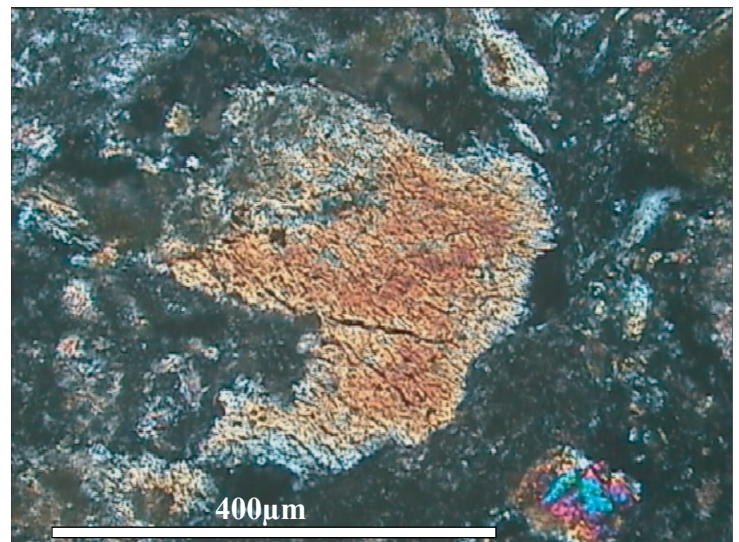


Photo 5 : Même phénocrystal d'amphibole dans un microgabbro doléritique (Petit Gilbourg, LPA, l.m. 13.4)

Figure 39 : Les différents types d'amphiboles rencontrées dans les faciès basiques de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire
(Les nombres attribués à chacun des points se rapportent aux N° d'analyses de l'annexe 3, tableau 3)

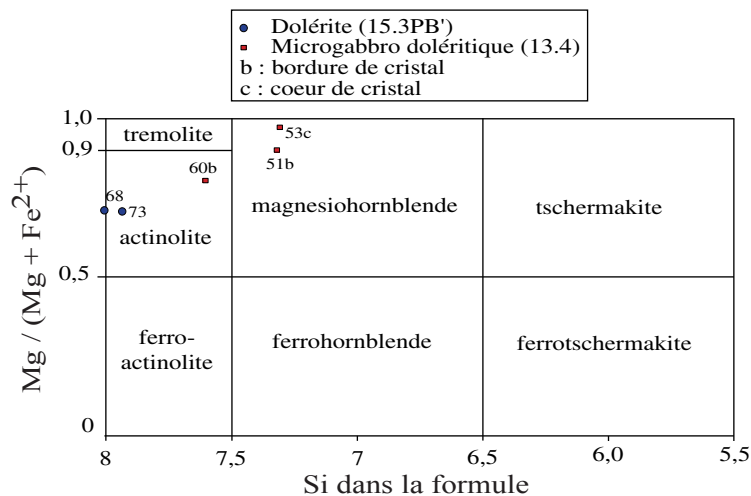


Figure 40 : Composition des amphiboles des laves basiques de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (Leake et al., 1997).

Les nombres attribués à chacun des points se rapportent aux N° d'analyses de l'annexe 3, tableau 3

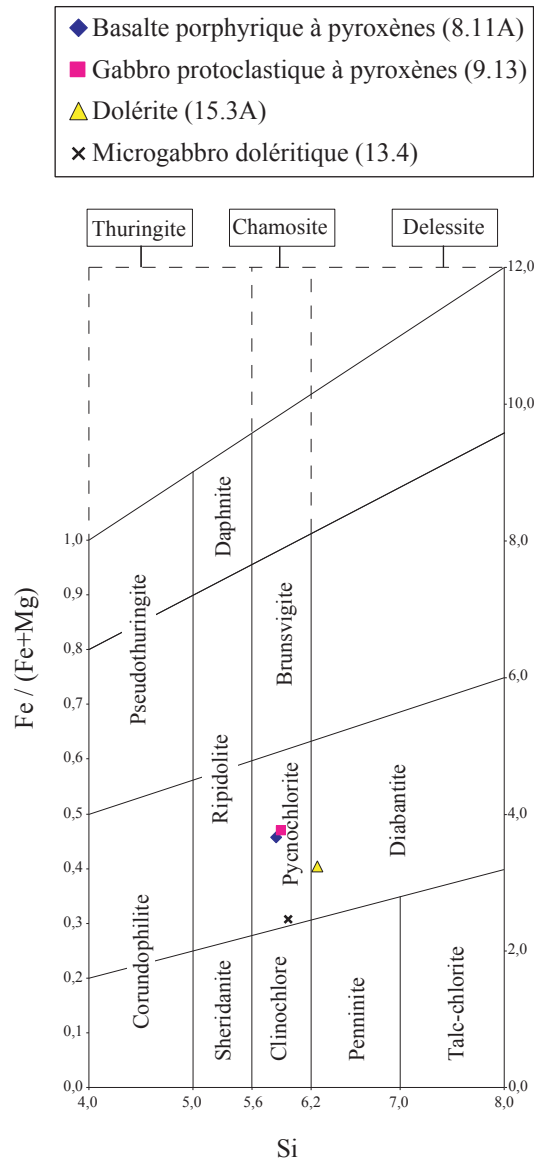


Figure 42 : Position des chlorites des laves basiques analysées dans le diagramme de Hey (1954)

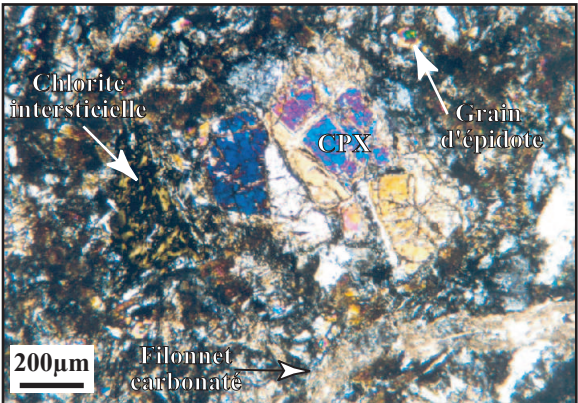


Photo 1 : basalte porphyrique à pyroxènes (Pont-Barré, l.m. 8.11A)

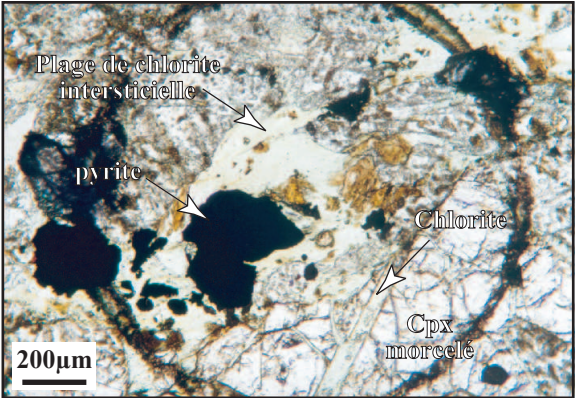


Photo 2 : microgabbro protoclastique à pyroxènes (Mantelon, l.m. 9.13)

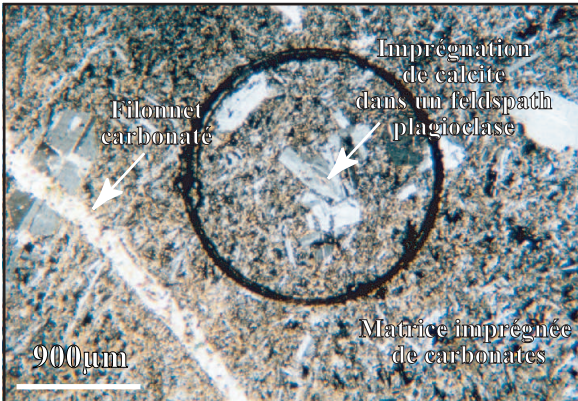


Photo 3 : Basalte porphyrique à microlithes préservés (Pont-Barré, l.m. 15.3A)

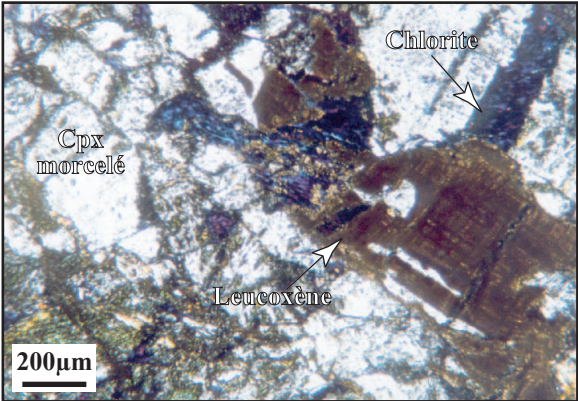


Photo 4 : microgabbro protoclastique à pyroxènes (Mantelon, l.m. 9.13)

Figure 41 : Les chlorites et minéraux accessoires dans les laves basiques

- Géochimie

Différents travaux ont été réalisés sur la géochimie des roches basiques de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire. Je rappellerai donc ci-dessous les lieux d'échantillonnage des auteurs précédents ainsi que leurs principales conclusions. Dans une seconde partie, je comparerai ces données aux nouvelles analyses chimiques réalisées dans le cadre de ce travail.

- *Données bibliographiques*

➤ Arnaud (1966), se basant sur des critères pétrographiques, obtenus uniquement par des observations au microscope optique, est le premier à définir la "série de Saint-Georges-sur-Loire" comme une association spilite-kératophyre.

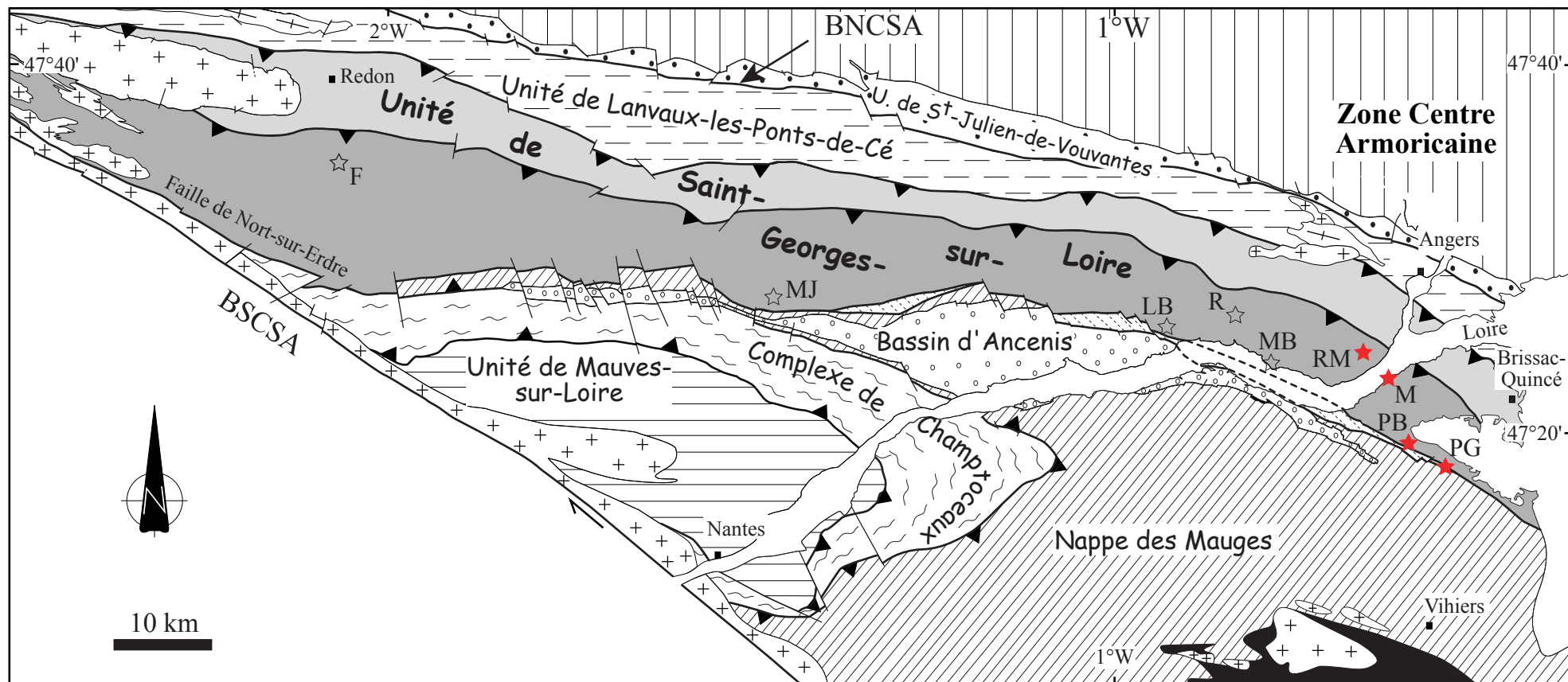
➤ Maillet (1977) dans sa thèse est le premier à s'intéresser à la géochimie de la région de Saint-Georges-sur-Loire. Il y étudie principalement les roches basiques, dosant leurs éléments majeurs et quelques traces. Le tableau ci-après rappelle les localités et la pétrographie des roches échantillonnées (fig. 43 ; Annexe 4, tableau 1a).

N° d'échantillon	Nom de la Roche	Lieu d'échantillonnage
2356	Dolérite albitique massive	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2357	Dolérite albitique massive	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2358	Lave spilitique massive à Pyroxène	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2359	Coulée spilitique massive sans Pyroxène	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2360	Matrice de pillow-lava	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2361	Bordure de pillow-lava	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2362	Cœur de pillow-lava	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2363	Matrice de pillow-lava	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2364	Bordure de pillow-lava	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2365	Cœur de pillow-lava	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
2366	Adinole	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot

D'après l'analyse des éléments majeurs et traces des roches basiques, il en tire les conclusions suivantes :

- les spilites de Saint-Georges-sur-Loire montrent de grandes analogies avec les basaltes tholéitiques des rides médio-océaniques et le volcanisme spilitique a vraisemblablement pris naissance au niveau d'une croûte continentale amincie, qui a permis la remontée de matériel océanique, injecté dans une zone sédimentaire subsidente,
- L'amincissement crustal peut être mis en relation avec une zone de subduction située plus au Nord (Lefort 1975) ou plus au Sud (métamorphisme de haute pression de l'île de Groix, Cogné 1977), et le bassin de St-Georges pourrait alors correspondre à un bassin marginal où se manifesterait la distension.

➤ Pivette (1978) s'est également intéressé aux volcanites de Saint-Georges-sur-Loire. Il reprend certaines des analyses de Maillet pour les roches basiques (celles de la tranchée du moulin Bachelot), et les complète par celles d'Ingrandes, de la Vallée de la Romme et du Mont-Juillet (fig. 43 ; Annexe 4, tableau 1b).



- Bassin d'Ancenis (Carbonifère)
- "Sillon Houiller de Basse Loire" (Carbonifère moyen)
- Unité de St-Julien-de-Vouvantes (Ordovicien inf., Dévonien sup.)
- Unité de St-Georges-sur-Loire**
- Unité à blocs Ordovicien sup. à Dévonien moyen?
- Unité sans blocs Ordovicien moyen à Silurien inf.?
- Unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé**
- Orthogneiss ordovicien

- Sédiments néoprotérozoïques à ordoviciens
- Nappe des Mauges**
- Couverture cambrienne à ordovicienne
- Micaschistes néoprotérozoïques des Mauges
- Unité de Mauves-sur-Loire**
- Micaschistes néoprotérozoïques
- Complexe de Champtoceaux**
- Gneiss, amphibolites, eclogites, migmatites et micaschistes
- Granites carbonifère sup.

Volcanites basiques

- ☆MB Moulin-Bachelot
- ☆LB La Bouvraie
- ☆MJ Mont-Juillet
- ☆R Vallée de la Romme
- ☆F Fégréac
- ★PB Pierre-Bise
- ★PG Petit-Gilbourg
- ★M Mantelon
- ★RM Roche aux Moines

Figure 43 : Localités d'échantillonnage des roches basiques analysées géochimiquement (ce travail et données de Maillet, 1977 ; Pivette, 1978 ; Carpenter et al., 1982 ; Cabanis, 1986)

N°d'échantillon	Nom de la Roche	Lieu d'échantillonnage
3494	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3495	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3496	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3534	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3535	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3497	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3532	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3533	Spilite à pyroxène	Carrière de la Bouvraie (Ingrandes-sur-Loire)
3498	Andésite	Vallée de la Romme (N de Champtocé)
3536	Spilite à pyroxènes	Vallée de la Romme (N de Champtocé)
3537	Spilite carbonatée	Vallée de la Romme (N de Champtocé)
3493	Trachyte potassique	Les Touches (Mont-Juillet)
3499	Bordure de coussin	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
3500	Spilite à pyroxène	Tranchée SNCF du Moulin Bachelot
3501	Dolérite albitique	Fégréac

D'après l'analyse des éléments majeurs et de certaines traces, Pivette avance les hypothèses suivantes :

- deux catégories de roches basiques sont distinguées :
 - des spilites à chimie de tholéiites de rides médio-océaniques, correspondant aux roches trouvées dans la vallée de la Romme, au Moulin Bachelot et à Fégréac,
 - des roches à affinité de tholéiites d'arc insulaire dans la carrière de la Bouvraie, d'âge probablement silurien terminal.
- des roches de composition chimique intermédiaire existent, telles que les andésites de la vallée de la Romme et les trachytes de mont-Juillet,
- le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire peut-être interprété dès l'Ordovicien supérieur ou le Silurien inférieur comme siège d'un « stade précoce d'individualisation d'un bassin marginal » par amincissement d'une croûte continentale. Vers le Silurien supérieur, il subit un volcanisme connu dans les arcs insulaires actuels, en arrière d'une zone de subduction méridionale ayant fonctionné au Silurien-Dévonien (Cogné, 1977).

➤ Certaines analyses de Maillet (1977) et Pivette (1978) ont ensuite été compilées dans un article synthétique de Carpenter et al. (1982) qui ajouterons le dosage de certaines traces aux travaux précédents (Annexe 4, Tableaux 1a et 1b). Leurs conclusions sont les suivantes :

- au Silurien inférieur, les spilites du Moulin Bachelot s'épanchent. Elles ont des affinités avec les tholéiites des plateaux continentaux et se seraient mise en place au cours d'une distension continentale,
- au Silurien supérieur, les metabasites d'Ingrandes (carrière de la Bouvraie) correspondant à des basaltes tholéitiques à calco-alcalins pourraient s'être formées en contexte d'arc insulaire ou de bassin arrière arc,

➤ Cabanis (1986) dans sa thèse d'état a ensuite repris les poudres des différentes roches basiques analysées précédemment afin de doser les éléments hygromagmaphiles et les terres rares. Ces analyses plus complètes lui permettent de donner les résultats suivants :

- les volcanites du Moulin Bachelot présentent des caractères géochimiques très homogènes, elles sont peu différenciées et correspondent à des basaltes transitionnels de type E ou P MORB formés dans les rides médio-océaniques ou sont l'équivalent des basaltes transitionnels des rifts continentaux,
- La série d'Ingrandes (carrière de la Bouvraie) décline quant à elle des volcanites montrant une évolution progressive depuis les MORB P, jusqu'aux tholéiites d'arc

et aux andésites calco-alcalines. Ces roches se sont probablement formées tout au long du fonctionnement d'un arc insulaire.

- Nouvelles données géochimiques

Ces nouvelles analyses ont été réalisées dans le but de caractériser sur le plan chimique et géotectonique des laves basiques prélevées au Sud de la Loire, région qui n'avait pas encore été étudiée et qui expose très bien, comme on a pu le voir dans les paragraphes précédents le caractère olistostromique de la sous-unité méridionale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire.

Le choix des échantillons analysés s'est fait en fonction de leurs localisations, de leurs caractères pétrologiques et de leur degré d'altération. Les analyses géochimiques sur roches totales ont été réalisées à l'Université de Toulouse, dosage par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma spectrometry and Mass Spectrometry), pour les éléments mineurs et traces (Ba, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Hf, Nb, Ni, Pb total, Rb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr, Ti et Terres rares). Les éléments majeurs ont été dosés au laboratoire de caractérisation minérale de l'Université d'Orléans (ISTO), par ICP (Inductively Coupled Plasma spectrometry ; Annexe 4, Tableau 3a).

N° d'échantillon	Nom de la Roche	Lieu d'échantillonnage
13.4	Microgabbro doléritique	Petit Gilbourg
15.3PB'	Dolérite	Carrière de Pierre-Bise (Beaulieu-sur-Layon)
9.13	Microgabbro protoclastique à pyroxène	Mantelon (Denée)
21.7F	Basalte porphyrique à pyroxène	Montée de la Roche aux Moines (Savennières)

Le tableau ci-après résume les descriptions pétrographiques des différents échantillons analysés géochimiquement. Les différentes textures de ces roches sont visibles sur les photos des figures 30 et 31 précédemment décrites.

N° d'éch.	Nom de la Roche	Texture	Paragenèse	Observations
13.4	Microgabbro doléritique	subophitique	-phénocristaux de pyroxènes relictuels englobant les feldspaths plagioclases (épidotisés en majorité), -matrice à épidote + chlorite + plagioclase, -veines à circulation d'hydroxyde de Fe, -magnétites altérées.	SONDE+CHIMIE , roche située dans une zone de fracture où on trouve une circulation hydrothermale importante. L'altération hydrothermale peut être supergène pour la matrice.
15.3 PB'	Dolérite	intersertale cristalline	-microlattes de plagioclases divergentes, -phénocristaux de pyroxènes relictuels non altérés, -matrice à plagioclases +/- carbonates, -quelques amphiboles tardi-magmatiques, -quelques ferromagnésiens, -quelques oxydes.	SONDE + CHIMIE , faciès de cœur de coulée
9.13	Gabbro protoclastique à pyroxènes	en mortier	-clinopyroxènes en amas plurimillimétriques, fracturés et fractures remplies de chlorite, -fantômes de grands feldspaths plagioclases imprégnés de chlorite, -matrice cryptocristalline chloritisée, -pumpellite en imprégnation dans les plagioclases, -opaques : alignement de titano- magnétites ? et grandes magnétites squelettiques, -quelques interstices à remplissage de chlorites et de quartz.	SONDE+CHIMIE , pumpellite <i>est typique des faciès hydrothermalisés</i> . Faciès cumulatif (gabbro cumulatif à cumulat de magnétite, annexe 4, tableau 3a)

21.7F	Basalte porphyrique à Pyroxène	intersertale type, porphyrique orientée	-pyroxènes en phénocristaux xénomorphes plurimillimétriques plus rosés (70% de la lame), -nombreuses granules d'épidotes sales disséminées, -opaques de type semi-opaques marrons xénomorphes (ilménite ?) et sulfures disséminés, -matrice inframicroscopique à chlorite + feldspaths + épidotes, -filon de quartz à cristaux inframillimétriques de quartz et de Feldspaths plagioclases.	SONDE + CHIMIE Jolies figures de trempe
--------------	--------------------------------	---	---	---

Description des textures et paragenèses des roches basiques de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire analysées géochimiquement

Remarque : les roches analysées ont subi une spilitisation intense, un métamorphisme épizonal et une altération hydrothermale importante. En conséquence, les alcalins ne pourront pas être pris en considération car ils sont très mobiles, tout comme certaines traces (Rb, Sr, Ba...).

- *Les éléments majeurs*

Certaines remarques peuvent être faites concernant les éléments majeurs des différentes roches analysées (annexe 4, tableau 3a, les valeurs sont données en pourcentages en poids d'oxydes) :

➤ Pour la roche cumulative (gabbro protoclastique à pyroxènes, 9.13) :

- la teneur en SiO₂ est de 41,10%. Cette roche est sous-saturée (à néphéline normative) et comporte de l'olivine normative,
- la teneur en Fe₂O₃ est de 13,39%, cet échantillon est donc pauvre en SiO₂ mais riche en Fe₂O₃,
- la teneur en TiO₂ est peu élevée (1,24%),
- la perte au feu est importante (6%).

➤ Pour les roches représentant le liquide :

- les teneurs en SiO₂ vont de 46,57 à 51,10%. Le basalte porphyrique à pyroxènes (21.7F) montre du quartz normatif (0,64), donc une sursaturation et pas d'olivine normative. La dolérite (15.3PB') est sous-saturée (à néphéline normative) et présente, avec le microgabbro doléritique (13.4) de l'olivine normative (respectivement 11,07 et 22,14). Ces roches présentent donc peu de variabilité en SiO₂ et confirment le caractère de basaltes tholéitiques sous à sur-saturés (fig. 44 et 45),
- les teneurs en Fe₂O₃ sont moyennes et vont de 6,89 à 12,52%. L'échantillon 21.7F pauvre en SiO₂ est riche en Fe₂O₃,
- les teneurs en TiO₂ sont peu élevées et vont de 0,41 à 1,70%. Nous sommes donc ici en présence de basaltes tholéitiques océaniques pauvres en titane,
- la perte au feu est très importante dans les quatre échantillons analysés (de 2,7 à 6%).

La perte au feu importante dans toutes les roches analysées ainsi que les fortes variabilités des teneurs en alcalins sont liées à la « spilitisation », en d'autres termes au métamorphisme dans le faciès schistes verts.

Afin de classer et de nommer les roches analysées, nous avons utilisé les diagrammes SiO₂ vs Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977) et le diagramme triangulaire Al, Fetot + Ti, Mg de Rickwood (1989) (fig. 44 et 45). Ces deux diagrammes ont été préférés au

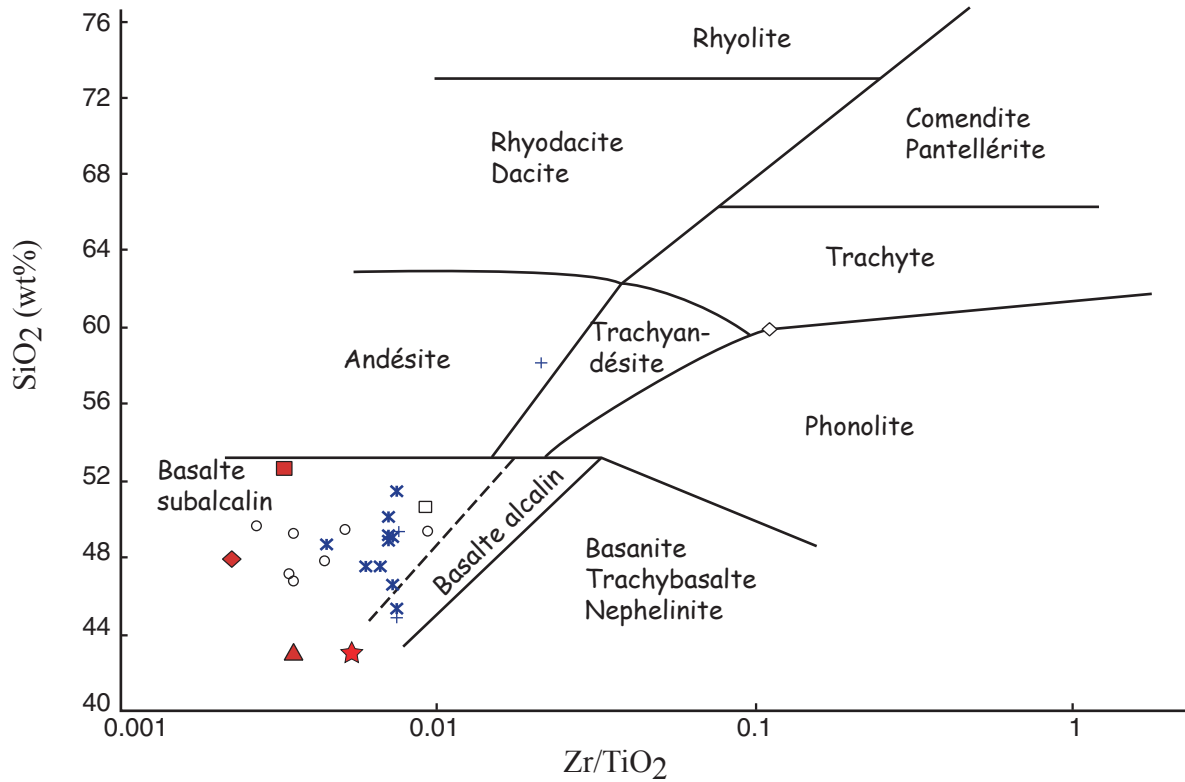


Figure 44 : Composition des volcanites basiques dans le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂ de Winchester & Floyd (1977)

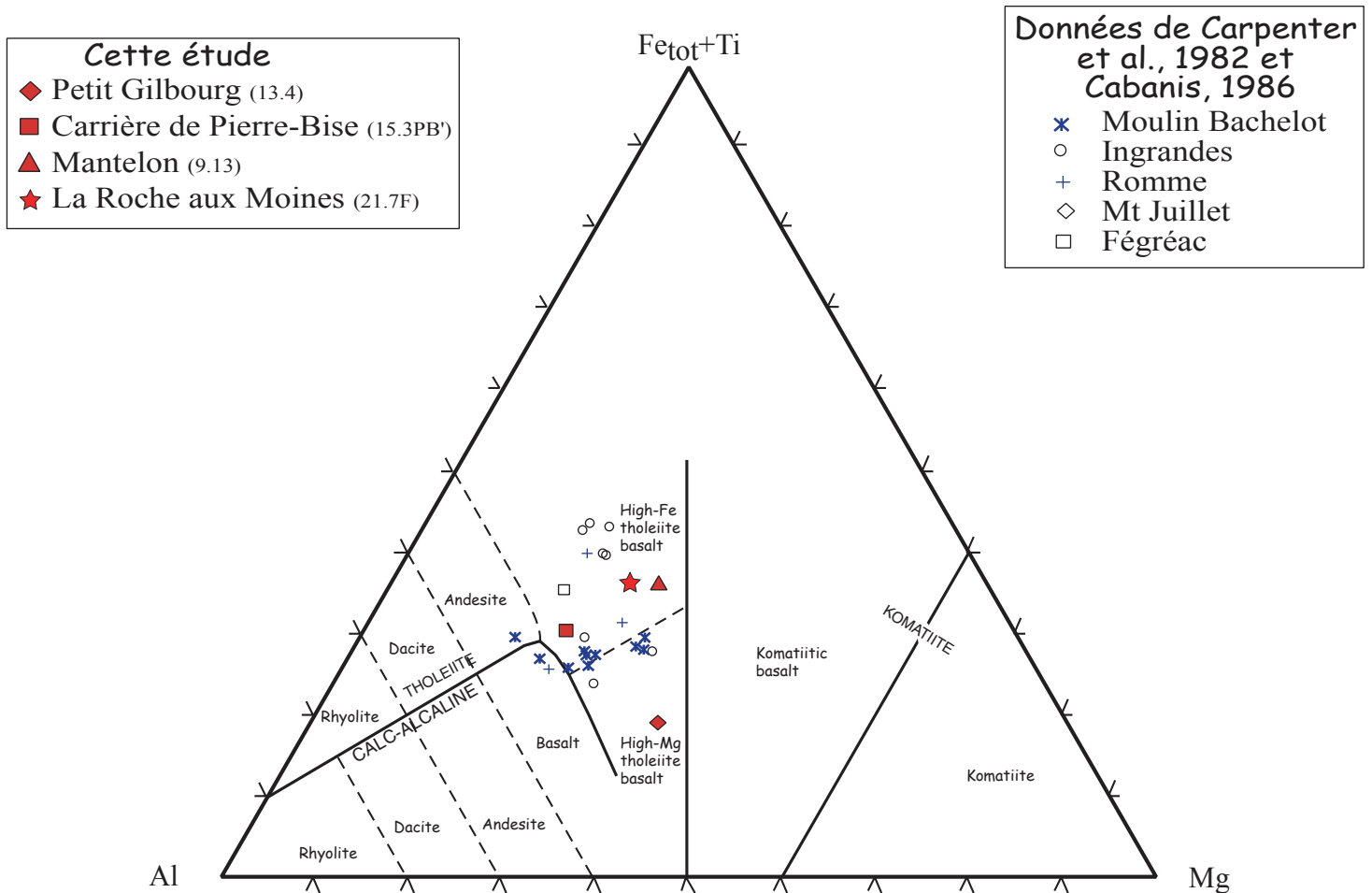


Figure 45 : Composition des volcanites basiques de Saint-Georges-sur-Loire par rapport à leurs pourcentages cationiques en Al, (Fetot+Ti) et Mg (Rickwood, 1989).

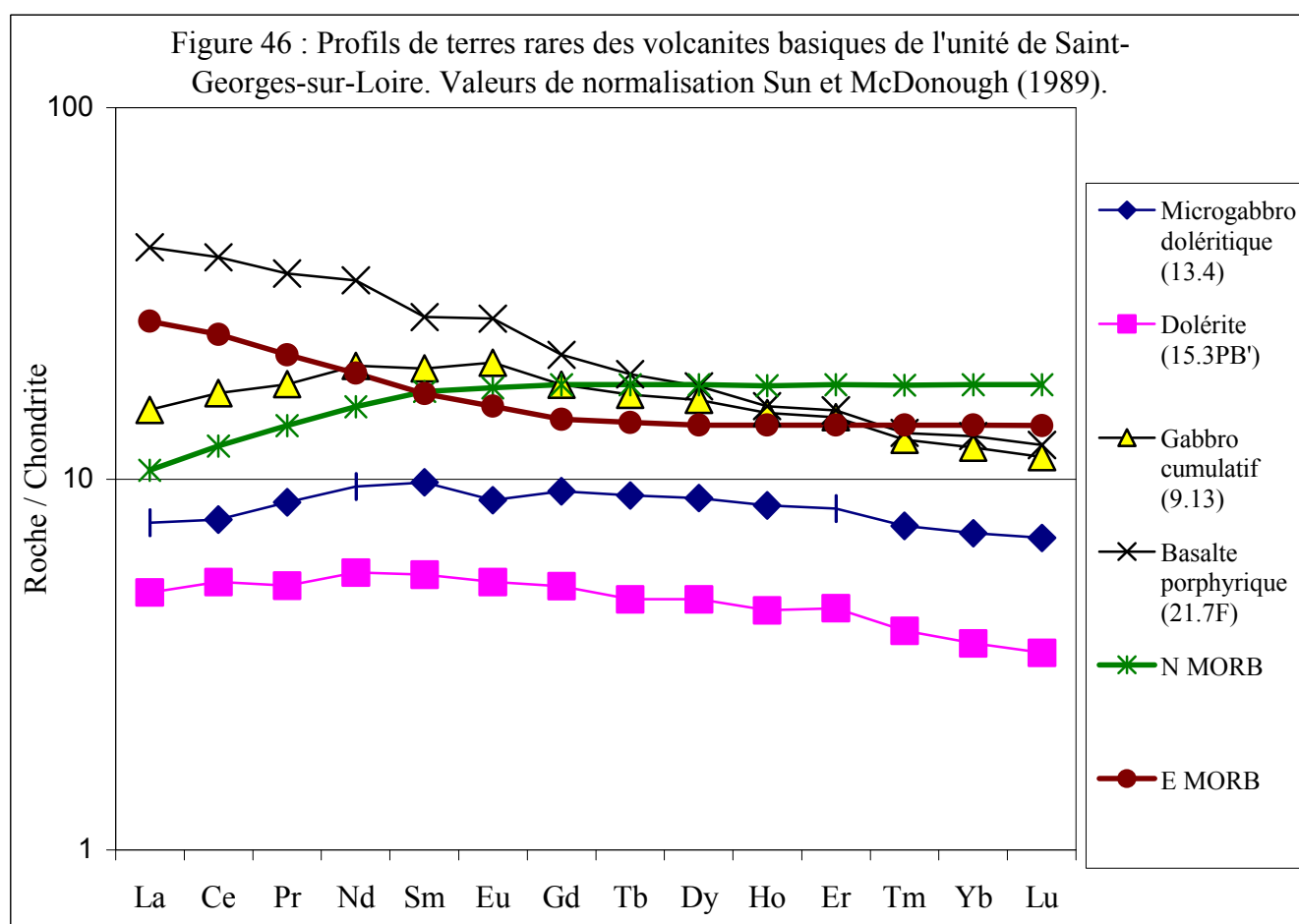
diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Le Maître et al., 1989), ainsi qu'au diagramme AFM qui utilisent les alcalins. Les alcalins sont en effet, comme les études des auteurs précédents l'ont démontré (p. ex Maillet, 1977), très mobiles dans les « spilites » au s.l.

La figure 44 (Winchester et Floyd, 1977) nous permet de placer les roches basiques étudiées dans le champ des basaltes subalcalins, et l'ensemble des données bibliographiques distinguent également des basaltes alcalins, une andésite (La Romme) et une trachyte (Mont Juillet). La figure 45 (Rickwood, 1989) nous permet d'affiner cette analyse et de séparer les basaltes tholéitiques riches en fer d'une part (15.3PB', 9.13, 21.7F) des basaltes tholéitiques riches en magnésium (13.4). Les données bibliographiques se situent dans les mêmes champs que ceux précédemment indiqués.

- Les éléments traces

Cette analyse des éléments traces va nous permettre de différencier les différents types de magmas et nous permettre de détecter les éventuelles contaminations acquises lors de leur remontée ou lors de stagnations dans les chambres magmatiques intermédiaires (Annexe 4, tableau 2a). Les teneurs en Ta ne sont pas mentionnées, des données erronées ayant été obtenues à cause de problèmes analytiques existant lors des dosages par ICP-MS à l'Université de Toulouse.

Les profils de terres rares normalisés à la chondrite (Sun et McDonough, 1989) ont été tracés pour les volcanites basiques (fig. 46).



Il faut tout d'abord noter un enrichissement modéré par rapport à la chondrite de tous les spectres.

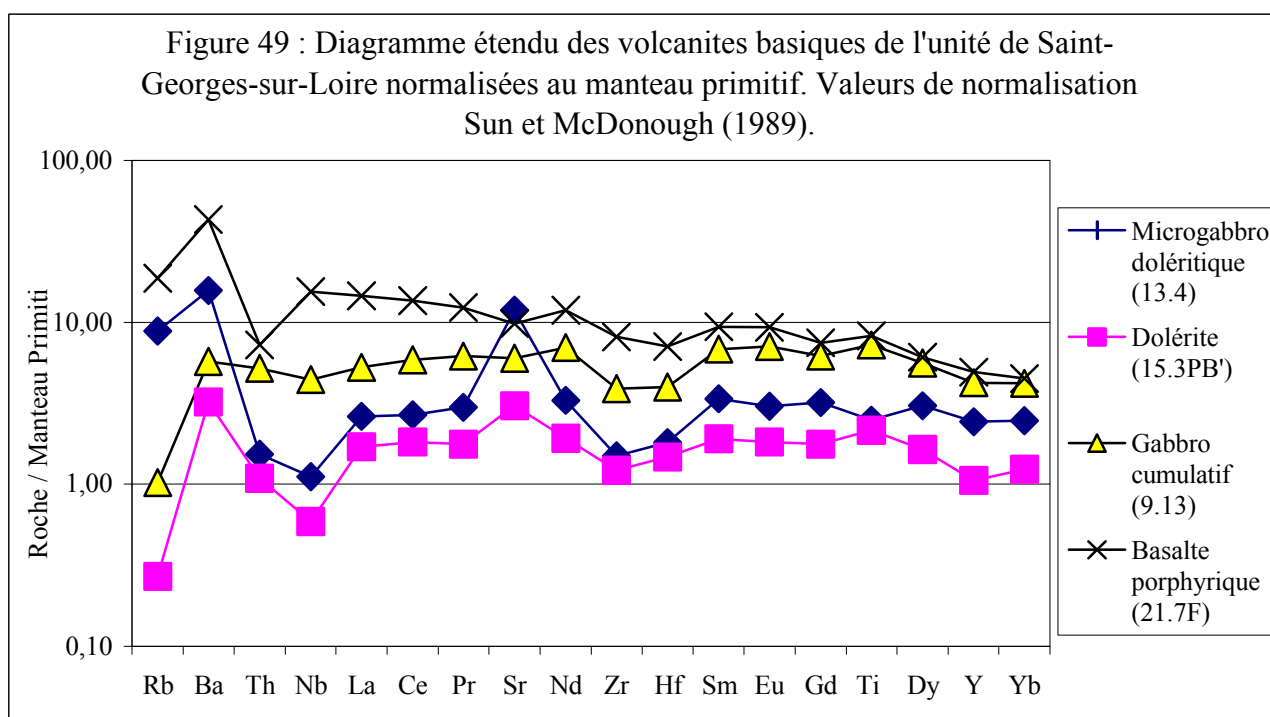
Pour les échantillons 13.4, 9.13 et 15.3PB', les profils sont très légèrement appauvris en terres rares légères et appauvris en terres rares lourdes par rapport aux N MORB. Le degré de fractionnement de ces roches La_N/Yb_N est compris entre 1,49 et 1,91, ces roches sont donc très peu fractionnées. Le parallélisme de ces profils indique probablement une origine magmatique commune. L'échantillon 21.7F montre un profil plus fractionné. Il est plus enrichi en terres rares légères et en terres rares moyennes qu'en terres rares lourdes, il présente un profil intermédiaire entre les N MORB et E MORB, provenant de la fusion de la lithosphère non appauvrie. Cette roche a un coefficient de fractionnement plus élevé ($La_N/Yb_N = 4,5$).

Ces profils peuvent être comparés à ceux obtenus par Cabanis (1986), pour les volcanites du Moulin Bachelot et d'Ingrandes (fig. 47 et 48) :

On retrouve dans nos nouveaux profils les caractères généraux des deux séries distinguées par Cabanis (1986) avec des profils peu fractionnés pour la série du Moulin Bachelot, un peu plus pour les roches plus évoluées de la série d'Ingrandes.

On associera donc au vu de ces diagrammes les profils 13.4, 9.13 et 15.3PB' à la série du Moulin Bachelot, caractérisée par un chimisme tholéiitique et le profil 21.7F à la série d'Ingrandes avec ses termes andésitiques les plus évolués.

Les diagrammes normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989, fig. 49) permettent de donner les caractéristiques suivantes :



Les quatre profils indiquent un enrichissement modéré par rapport au manteau primitif. Ils montrent des variations importantes des teneurs en Rb, Ba et Th. En effet, comme indiqué précédemment, ces trois éléments sont très mobiles dans l'eau, donc très mobiles lors des processus de spilitisation et de métamorphisme.

Les profils de microgabbro doléritique (13.4) et de dolérite (15.3PB') sont assez comparables :

- anomalie négative en Nb,

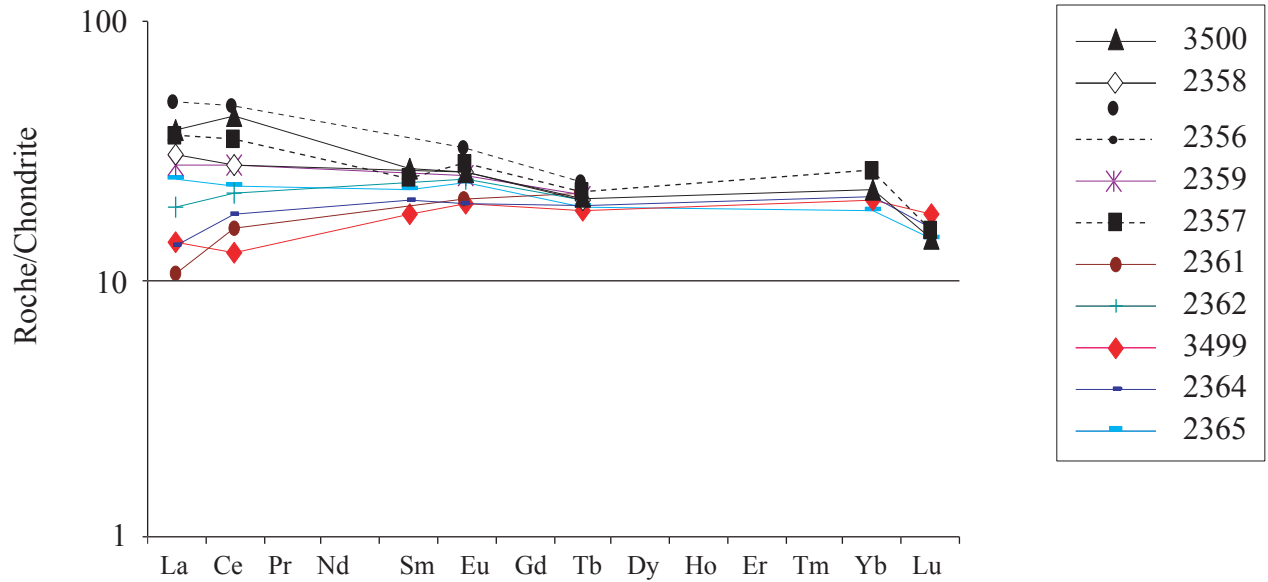


Figure 47 : Profils de terres rares des volcanites du Moulin Bachelot (modifié d'après Cabanis, 1986). Valeurs de normalisation Sun et McDonough (1989)

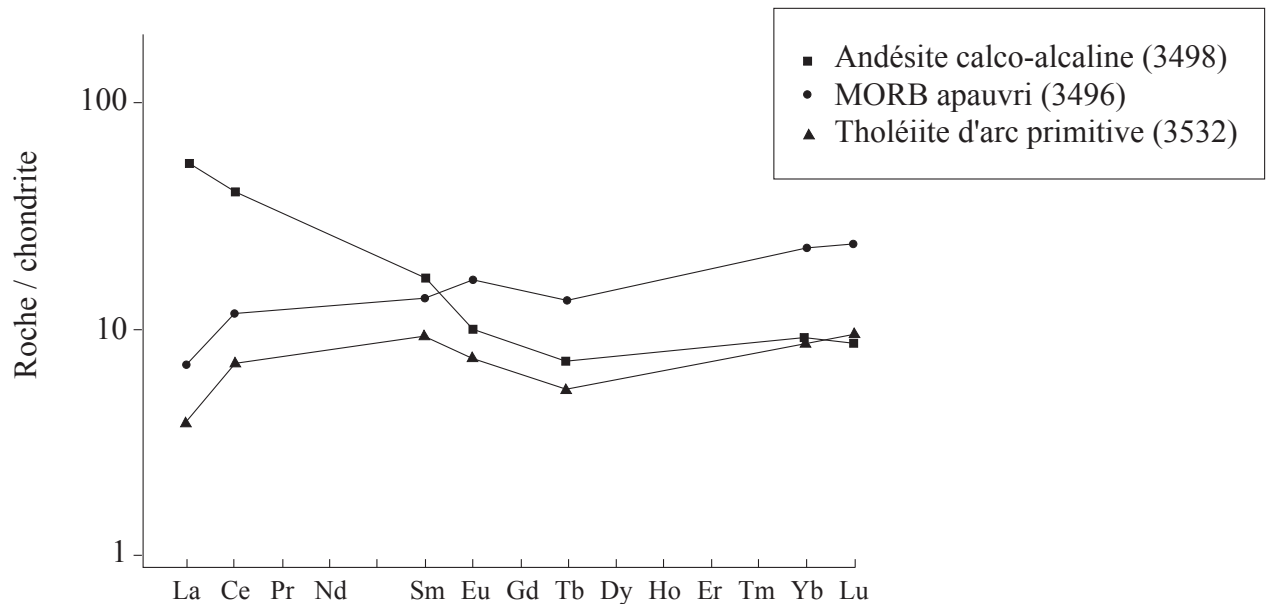


Figure 48 : Profil de terres rares des volcanites d'Ingrandes (carrière de La Charbonnerie = La Bouvraie) normalisées à la Chondrite (Cabanis 1986)

- anomalie positive en Sr, cette anomalie est relative car le Sr est mobile lors de la spilitisation,
- anomalie négative en Zr-Hf due à la cristallisation des pyroxènes,
- anomalie positive en Ti pour la dolérite (15.3PB') et négative pour le microgabbro doléritique (13.4).

Ces deux roches semblent montrer des profils plats de MORB, il faut donc les replacer dans un diagramme étendu normalisé aux N MORB.

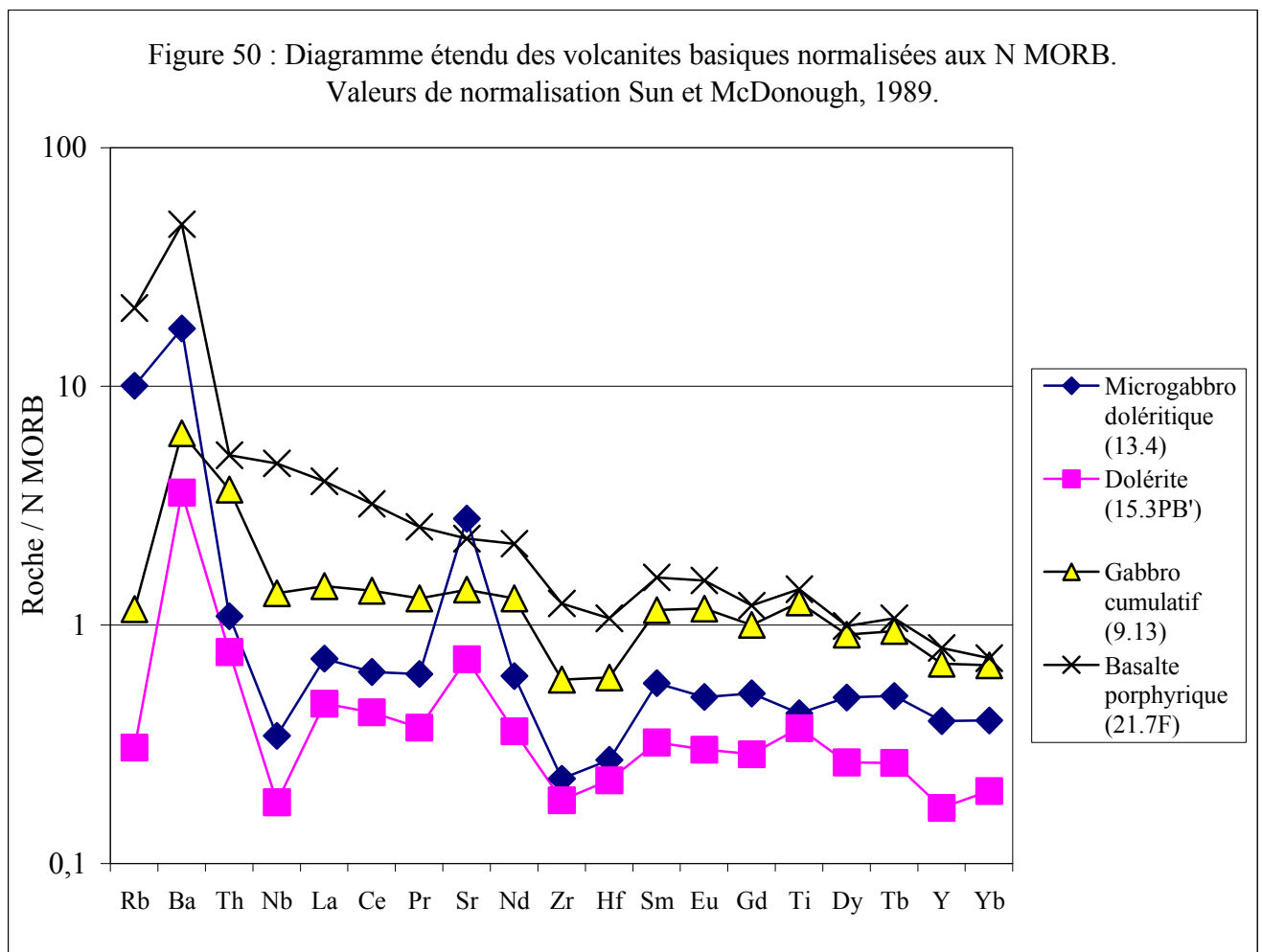
Le profil de gabbro cumulatif (9.13) montre :

- une anomalie positive en Nd,
- une anomalie négative en Zr - Hf due à la cristallisation des pyroxènes.

Il faut regarder le profil de cette roche sur un diagramme étendu normalisé aux N MORB.

Le profil de basalte porphyrique (21.7F) est le plus enrichi par rapport au manteau primitif. Il montre un profil comparable à celui du gabbro cumulatif à partir de l'Eu, ainsi qu'une anomalie négative en Th. Le profil remonte ensuite. Ce profil plat similaire à celui des N MORB, sauf en ce qui concerne le Th qui montre une anomalie négative, puis qui remonte ensuite. Ce profil est caractéristique des tholéiites d'îles océaniques (IAT).

Les diagrammes étendus normalisés aux N MORB (Sun et McDonough, 1989 ; fig. 50) donnent les informations suivantes :



On a un enrichissement en éléments lithophiles (LILE) par rapport aux éléments à large rayon ionique (HFSE) pour tous les échantillons analysés, marquée principalement par une forte anomalie positive en Ba.

Les profils sont légèrement enrichis par rapport aux MORB N pour l'échantillon de basalte porphyrique (21.7F) et sont peu enrichis ou appauvris par rapport aux MORB de type N pour les échantillons de microgabbro doléritique (13.4) et la dolérite (15.3PB') et de gabbro cumulatif (9.13), ce qui est compréhensible si la source est de type N MORB. Les profils des échantillons 13.4, 15.3PB' et 9.13 semblent donc être à associer aux N MORB, alors que le profil 21.7F montre un profil de basalte tholéitique d'île océanique.

Nous avons également pu retrouver ici certains des caractères propres aux spilites décrits par Cabanis (1986), c'est à dire des anomalies négatives en Rb, des Ba et Sr plus stables et une décroissance plus ou moins régulière depuis le Th jusqu'à l'Yb.

On peut comparer nos nouveaux profils à ceux obtenus par Cabanis (1986, fig. 51 et 52) pour les volcanites du Moulin Bachelot et d'Ingrandes :

- Les spider diagrammes obtenus pour la série du Moulin Bachelot (fig. 51) ont peu de similitudes avec ceux obtenus lors de notre étude, seule l'anomalie positive en Ba et négative en Rb existent.
- Les spiders diagrammes réalisés pour la série d'Ingrandes montrent deux groupes différents (Cabanis, 1986), un premier groupe riche en TiO₂ correspondant à des tholéiites d'arc très primitives et des MORB N (fig. 52a) et un second groupe pauvre en TiO₂ à composition de tholéiites d'arc plus évoluées calco-alcalines à intermédiaires (fig. 52b). Nos spiders semblent être comparables aux profils obtenus pour le groupe 1 (fig. 52a), donc de type N MORB et tholéiites d'arc.

- *Diagrammes géotectoniques*

Les teneurs en Ta indiquées dans ces diagrammes ont été recalculées de la façon suivante : $Ta = Nb / 16$, car, d'après les travaux de Bougault et al. (1980), le rapport Ta/Nb est pratiquement constant dans les séries volcaniques d'origine mantellique.

Le diagramme Th-3Tb-2Ta de Cabanis et Thiéblemont (1988, fig. 53) permet de replacer les volcanites analysées par Carpenter et al. (1982), Cabanis (1986) et les nouvelles analyses géochimiques. Ce diagramme permet de discriminer les tholéiites continentales des basaltes des bassins avant et arrière arcs immatures grâce aux rapports Th/Ta permettant de discerner les séries orogéniques ($Th/Ta > 5$) des séries anorogéniques ($Th/Ta = 1$) d'une part et au rapport Ta/Tb permettant de discerner les séries alcalines des séries calco-alcalines d'autre part. Il prend également en compte les éléments inertes au cours de l'altération et du métamorphisme, il peut donc servir à l'identification des témoins d'une éventuelle suture dans les orogènes anciens.

Ce diagramme montre bien, tout comme indiqué par Cabanis (1986) une évolution depuis les MORB E du Moulin Bachelot non orogéniques, aux MORB N et tholéiites d'arc très primitives d'Ingrandes (contexte orogénique). Nos nouvelles données se placent également dans le champ des MORB E non orogéniques (21.7F, fig. 53) et dans le champ des basaltes d'avant arc et arrière arc immature (13.4, 15.3PB', 9.13, fig. 53). La mise en place des volcanites basiques en contexte d'arc insulaire est donc bien confirmée ainsi que l'existence de basaltes non orogéniques et orogéniques.

Le diagramme (Th/Ta)_N vs (Tb/Ta)_N de Thiéblemont et al. (1994, Fig. 54) confirme cette évolution et la place des nouveaux échantillons analysés dans le champ des E-MORB et des basaltes de bassins arrière arc.

L'étude géochimique concernant les laves basiques de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, nous permet d'arriver aux conclusions suivantes :

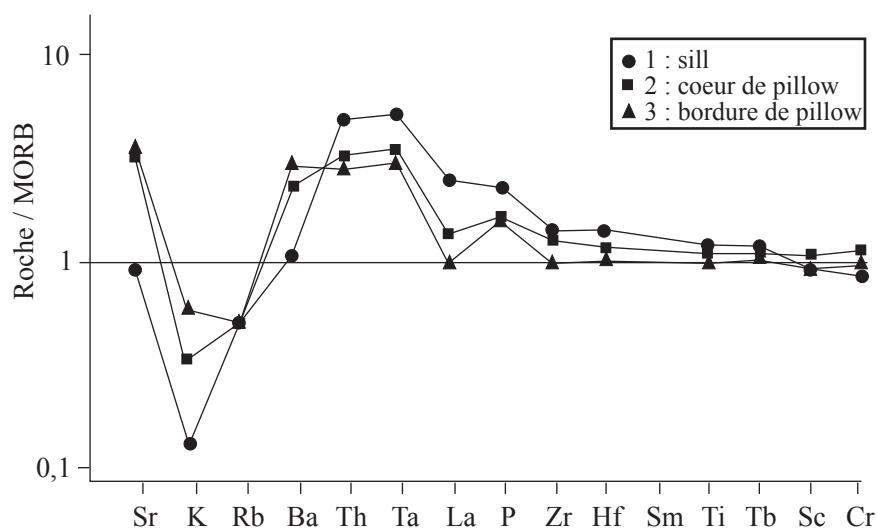


Figure 51 : Diagramme étendu normalisé aux MORB pour la série du Moulin Bachelot (Cabanis, 1986)

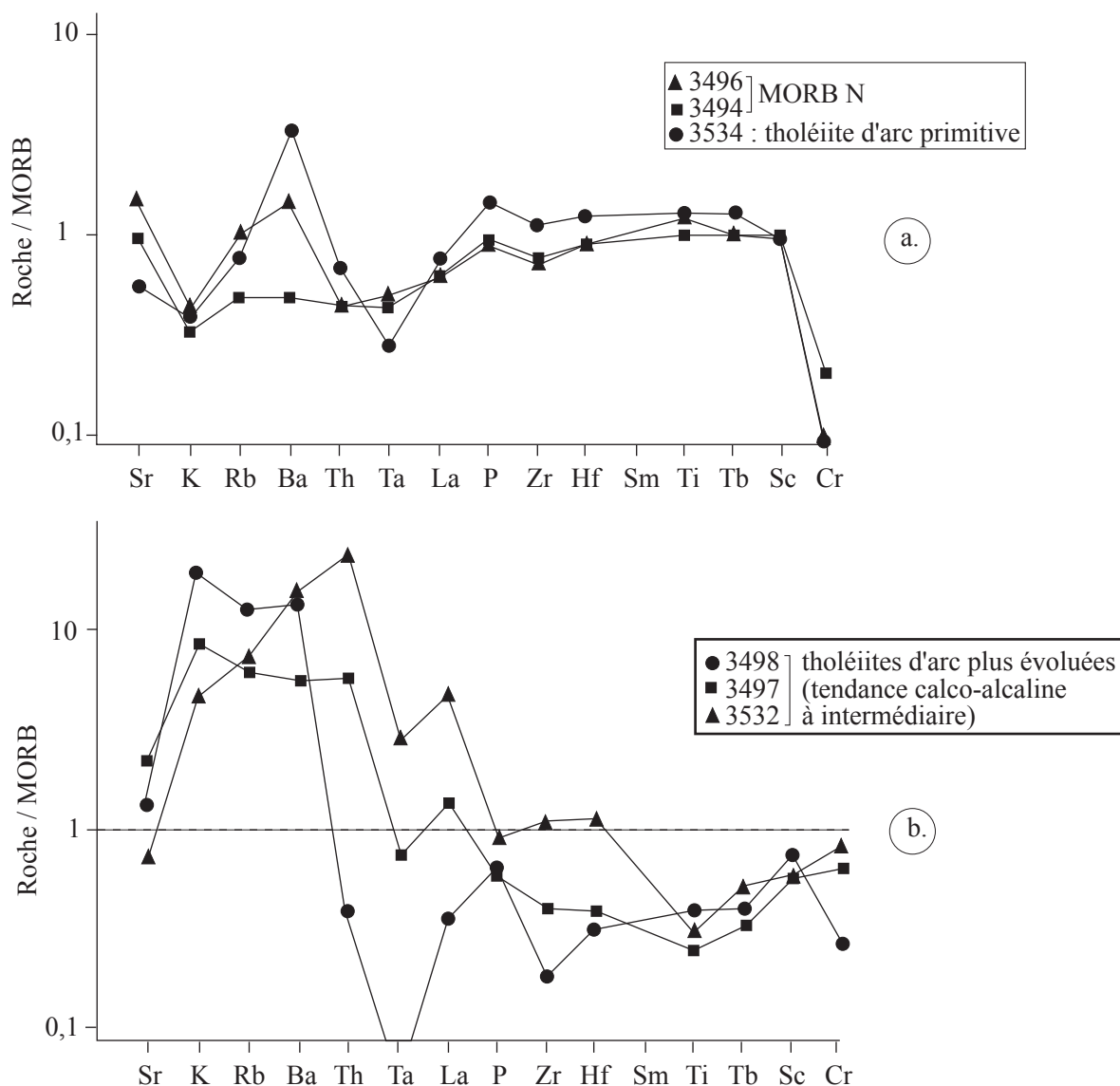


Figure 52 : Diagrammes étendus normalisés aux MORB pour la série d'Ingrandes (Cabanis, 1986)
 a. : groupe 1 : volcanites riches en TiO_2
 b. : groupe 2 : volcanites pauvres en TiO_2

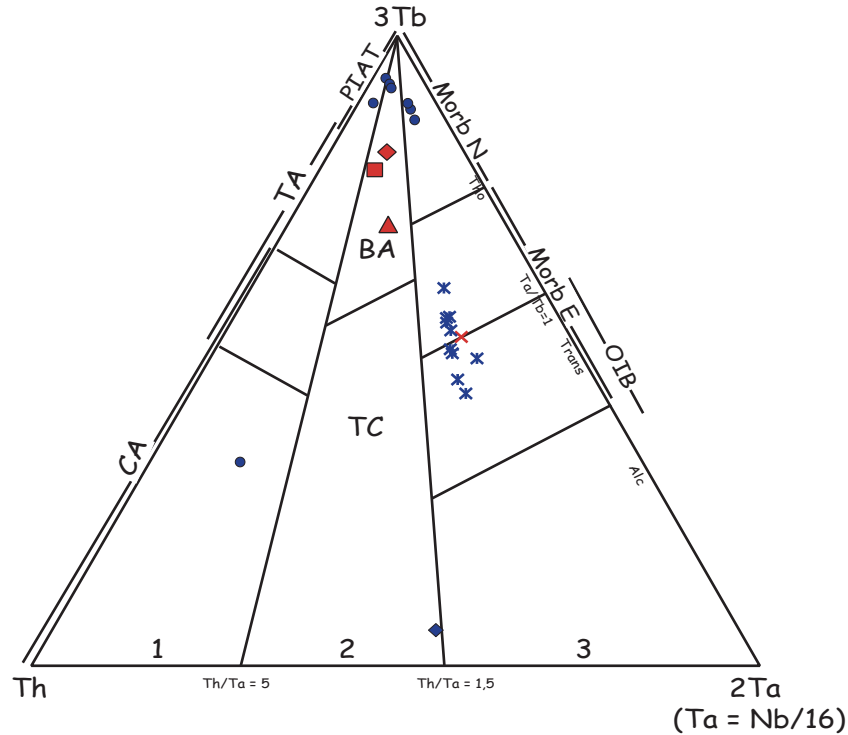


Figure 53 : Diagramme Th-3Tb-2Ta (Cabanis et Thiéblemont, 1988)
1: séries orogéniques (CA: domaine calco-alcalin ; TA: Tholéiites d'arc ; PIAT: Tholéiites d'arc primitives) ; 2 : série "intermediaire" (BA: séries des bassins avant-arc et arrière-arc immatures ; TC: Tholéiites continentales au sens large) ; 3 : séries anorogéniques (Tho : basaltes tholéiitiques comprenant les N-MORB et certains E-MORB ; Trans : basaltes transitionnels comprenant les E-MORB et la plupart des basaltes des îles océaniques (OIB) ; Alc : basaltes alcalins des îles océaniques et des domaines continentaux).

Cette étude	Données de Carpenter et al., 1982 et Cabanis, 1986
◆ Petit Gilbourg (13.4)	✕ Moulin Bachelot
■ Carrière de Pierre-Bise (15.3PB')	● Ingrandes
▲ Mantelon (9.13)	+ Romme
✕ La Roche aux Moines (21.7F)	◆ Mt Juliet

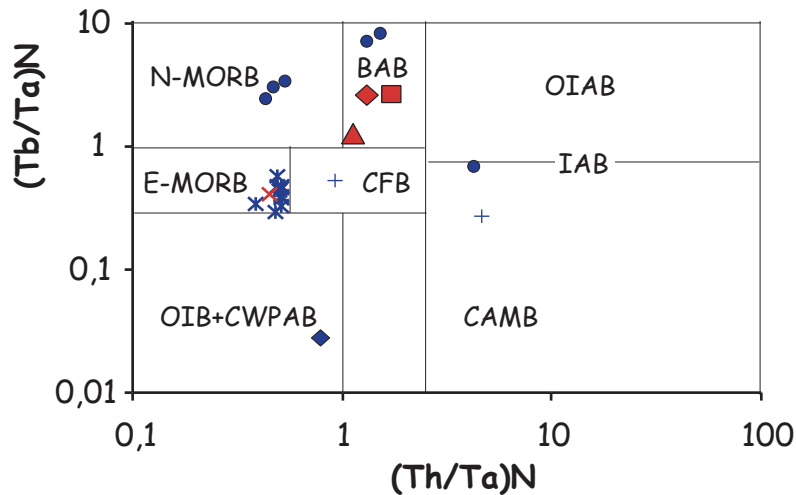


Figure 54 : (Th/Ta)N vs (Tb/Ta)N, diagramme de Thiéblemont et al. (1994) - Normalisation au Manteau Primitif, Sun et McDonough 1989.
CWPAB : basaltes acalins à transitionnels continentaux, OIB : basaltes d'îles océaniques, CFB : tholéiites continentales, BAB : une partie des basaltes de bassins arrière arcs, laves liées aux zones de subduction avec distinction des marges de type Chili (CAMB), des marges océaniques de type Mariannes (OIAB) et des arcs intermédiaires (IAB).

- les laves transitionnelles à composition de E-MORB se sont mises en place en contexte non-orogénique de ride (volcanites du Moulin Bachelot) ou proviennent d'îles océaniques (basalte porphyrique (21.7F)),
- les laves tholéitiques à compositions de N-MORB se sont mises en place en contexte non-orogénique, vraisemblablement au niveau d'une ride médio-océanique (volcanites d'Ingrandes),
- les laves orogéniques à compositions de PIAT correspondant aux volcanites d'Ingrandes se sont mises en place en contexte d'arc insulaire,
- les laves intermédiaires entre les contextes orogéniques et non-orogéniques se sont mises en place en arrière d'un arc insulaire (microgabbro doléritique (13.4), dolérite (15.3PB') et gabbro cumulatif (9.13)).

Nous pouvons donc constater que les premières conclusions concernant les contextes géotectoniques de mise en place de ces volcanites apportées par l'analyse des pyroxènes (fig. 35 et 36) sont vérifiées ici. Seul le caractère orogénique ou non pour la mise en place des volcanites analysées est à nuancer (contexte orogénique, intermédiaire et non-orogénique). Dans l'état actuel des connaissances, les données minéralogiques et géochimiques des faciès basiques suggèrent la coexistence de basaltes tholéitiques formés dans des dorsales océaniques et des basaltes d'îles océaniques (ou sea mounts). Par ailleurs, des basaltes, andésites et trachytes de chimisme calco-alcalin mettent en évidence l'existence d'un arc insulaire et d'un bassin arrière arc. La discussion d'un modèle géodynamique prenant en compte ces différentes séries magmatiques doit également tenir compte des données chronologiques. La chronologie entre les différents événements ayant donné naissance à ces volcanites est toutefois difficile à aborder car nous travaillons ici, comme nous l'avons vu précédemment, sur des blocs dont l'âge est inconnu.

• Datation

Des datations de ce matériel basique ont été réalisées par la méthode Rb/Sr sur roche totale par différents auteurs :

➤ Maillet (1977) étudie la géochimie isotopique du Strontium pour quelques roches basiques. Cette étude permet de constater un rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ initial très supérieur à celui des tholéiites des rides médio-océaniques actuelles. Ceci semble être dû à l'ouverture du système syn mise en place des laves basiques (par migration du Sr radiogénique) ou post mise en place de ces roches (par métamorphisme).

➤ Carpenter et al. (1982) ont repris les compositions isotopiques du Sr pour le Moulin Bachelot et ont analysé les isotopes du Sr d'échantillons provenant de la carrière de la Bouvraie.

- pour le Moulin Bachelot, ils expliquent le fort rapport initial en $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ comme le résultat d'une contamination en Sr radiogénique durant son passage au travers de la croûte continentale. Ils ne peuvent pas établir de corrélations entre $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ et $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ mais concluent tout de même à un âge proche de 430 Ma pour ces volcanites (épisode Silurien inférieur),
- l'âge isochrone Rb/Sr des metabasites d'Ingrandes est de $400 \pm 24\text{Ma}$. Cet âge correspond à la spilitisation-muscovitisation, phénomène qui se produit peu après l'éruption.

On peut s'interroger sur la valeur exacte de ces datations. La méthode utilisée (Rb/Sr sur roches totales) est en fait peu appropriée pour ce type de roches altérées et

métamorphisées, le Rb et le Sr étant, d'une façon générale, remobilisés pendant les phénomènes de métamorphisme et d'altération. Il serait préférable d'essayer des approches stratigraphiques comme par exemple déterminer l'âge des brèches calcaires et des calcaires associés aux basaltes.

d. Les rhyolite-microgranites et roches intermédiaires

- Données de terrain

Ces rhyolites-microgranites et roches intermédiaires se présentent sous forme de blocs de différentes tailles sur le terrain (fig. 22). On trouve la plus grande concentration de ces blocs dans la partie orientale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (fig. 22), mais ils sont également présents dans la partie occidentale dans les environs de Rieux et au Nord et au NW de Saint-Gildas-des-Bois (fig. 23). En raison de leur dureté, il forment souvent des reliefs au sein de la matrice schisteuse plus altérable (p. ex. le pic Martin au SW de Rochefort-sur-Loire, fig. 22). La taille des blocs varie, il peut s'agir de lentilles métriques à plurimétriques (p. ex. sur la coupe du Liétron, fig. 26 et fig. 22), et de blocs kilométriques (p. ex. carrière de Mozé-sur-Louet, fig. 55, photo 1 ou carrière des Bellions au NE de Rieux, fig. 23). Le mode de gisement de ces roches n'a pas pu être déterminé sur le terrain. Pivette (1978) évoque des considérations cartographiques et stratigraphiques et conclue que les rhyolites forment des coulées ou des sills dans la partie occidentale de l'unité à blocs. Il indique également que le contact avec les roches encaissantes n'est jamais visible.

A l'affleurement, ces roches présentent de façon générale des teintes blanchâtres, verdâtres ou grisâtres et sont plus ou moins massives (p. ex. rhyolite de la Croix Blanche, Rochefort-sur-Loire, fig. 22) ou peuvent présenter une fluidalité (rhyolites du château d'eau de Rieux, fig. 23).

Une étude plus approfondie de la carrière de rhyolite-microgranite de Mozé-sur-Louet a été réalisée (fig. 22 et fig. 55, photo 1). Cette carrière à ciel ouvert est actuellement en activité pour l'extraction de granulats et permet donc de récolter des roches fraîches. Elle présente différents faciès à l'affleurement :

- un faciès grossier rhyolitique rose-verdâtre à phénocristaux de quartz et feldspaths roses noyés dans une matrice verdâtre aphanitique (fig. 55, photo 2). Ce faciès peut contenir des enclaves aphanitiques noires, schisteuses, qui pourraient correspondre à des restes de schistes encaissants enclavés dans la rhyolite (fig. 55, photo 3),
- un faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté (fig. 55, photo 4), contenant des enclaves de rhyolite-microgranite noires à phénocristaux de feldspaths (fig. 55, photos 5 et 6), et des enclaves graphiteuses pluricentimétriques tachant les doigts au touché,
- des panneaux de schistes et grès gris très déformés, pyriteux certaines fois, existent également dans ces faciès rhyolitique-microgranitiques. Ils forment en fait des enclaves d'encaissant dans la rhyolite.

De nombreux plans de faille tardifs striés et présentant des brèches de faille argilitisées existent dans cette carrière. On y observe également des veines siliceuses, carbonatées et chloriteuses (centimétriques à pluricentimétriques) dans lesquelles sont concentrés des minéraux sulfurés.



Photo 1 : Vue générale de la carrière de Mozé-sur-Louet

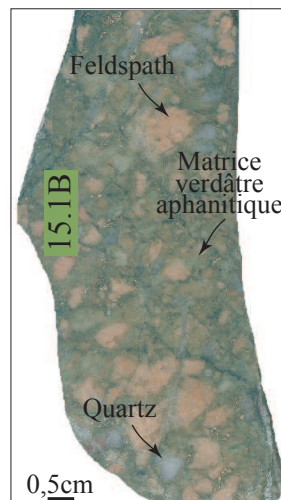


Photo 2 : Aspect macroscopique du faciès rhyolitique grossier rose-verdâtre (éch. 15.1B)



Photo 3 : Enclave aphanitique noire dans le faciès rhyolitique grossier rose-verdâtre

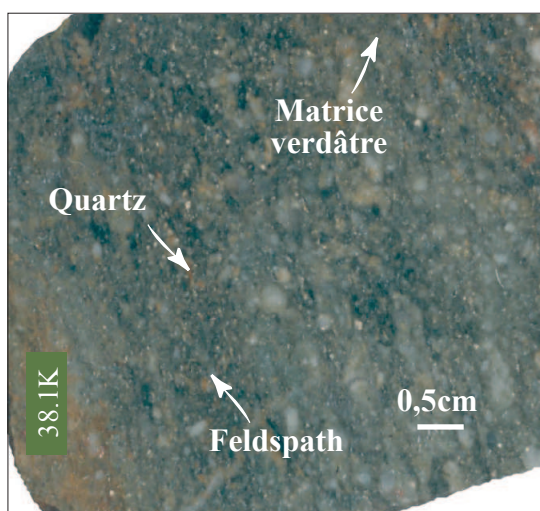


Photo 4 : Aspect macroscopique du faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté (éch. 38.1K)

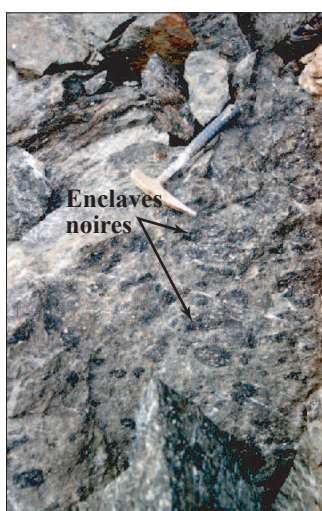


Photo 5 : Enclaves de rhyolite-microgranites noirs dans le faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre

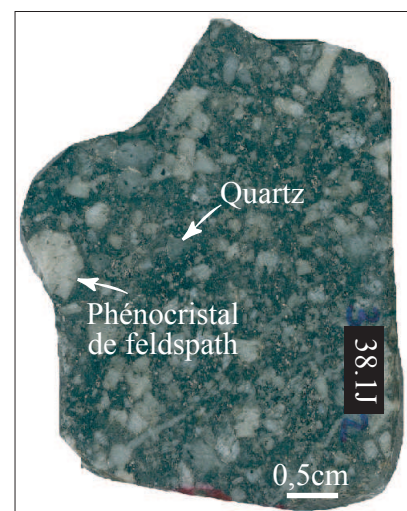


Photo 6 : Aspect macroscopique des enclaves de rhyolite-microgranites noirs à phénocristaux de feldspaths (éch. 38.1J)

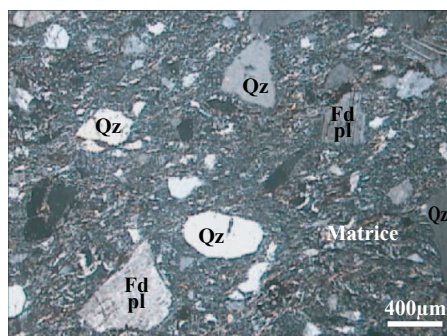


Photo 7 : Aspect microscopique du faciès rhyolitique-microgranitique fin verdâtre (LPA, l.m. 38.1K)

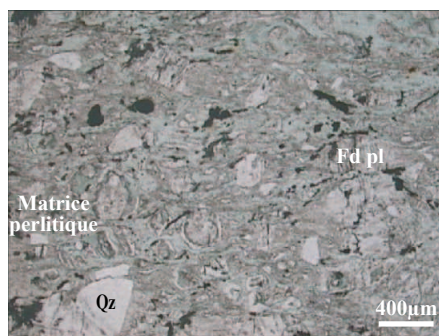


Photo 8 : Aspect microscopique de la matrice du faciès rhyolitique-microgranitique fin verdâtre (LPNA, l.m. 15.1A)

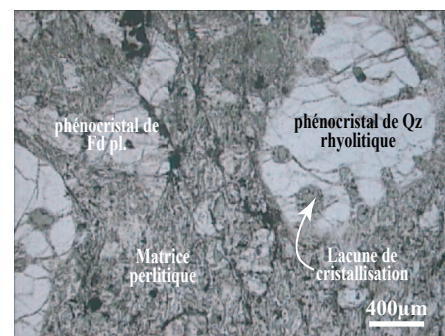


Photo 9 : Aspect microscopique de l'enclave noire rhyolitique-microgranitique (LPNA, l.m. 38.1J)

Figure 55 : La carrière de Mozé-sur-Louet, aspects macroscopiques et microscopiques

- Pétrographie

Nous avons distingué des faciès acides : faciès rhyolitiques francs (volcaniques) et faciès rhyolitique-microgranitiques (hypovolcaniques) en fonction de la proportion matrice / cristaux qu'ils contiennent. Les rhyolites présentent en effet macroscopiquement une matrice majoritaire aphanitique verdâtre, rosâtre ou blanchâtre, dans laquelle sont noyés des cristaux de quartz et de feldspaths (fig. 56, photo 1a). La quantité de matrice peut varier d'un échantillon à l'autre, ainsi que la quantité de quartz et de feldspaths qui sont généralement altérés. Les faciès rhyolitiques-microgranitiques montrent quant à eux une quantité de cristaux bien supérieure à la matrice, cette matrice n'est pas toujours facilement reconnaissable car elle a été dévitrifiée et altérée secondairement, elle est essentiellement constituée de chlorites (fig. 56, photo 1b).

D'autres roches de composition intermédiaires existent également dans cette unité à blocs, il s'agit de « kératophyres ».

- *Etude microscopique*

- Les faciès rhyolitiques

Les blocs rhyolitiques rencontrés (p. ex. rhyolite de la Croix Blanche, Rochefort-sur-Loire, ou du Moulin de la Roche, fig. 22) montrent une texture aphanitique porphyrique à rares phénocristaux de quartz plurimillimétriques arrondis à émoussés, fracturés et à extinction onduleuse (fig. 22 et fig. 56, photo 2a). Certains de ces quartz montrent des lacunes de cristallisation, typiques des quartz « rhyolitiques » (fig. 56, photo 3a). Les phénocristaux de feldspaths potassiques (orthoses) et plagioclases sont très peu représentés, ils sont altérés, séricitisés et les feldspaths plagioclases peuvent montrer des macles en échiquier typiques des cristaux albitiques (fig. 56, photo 2a). La pâte est aphanitique et constituée essentiellement de phyllites (fig. 56, photo 2a). On devine également des « fantômes » d'autres minéraux (feldspaths?). On note la présence d'opacques en granules inframillimétriques disséminées et d'épidote en grains. Des filonnets à remplissage de quartz en peigne existent dans certains échantillons.

Les faciès rhyolitiques rencontrés aux alentours de Rieux et de Saint-Gildas des Bois (fig. 23) présentent des faciès relativement différents par rapport à ceux rencontrés dans la partie orientale de l'unité à blocs décrits précédemment. Macroscopiquement, ce sont des roches grises présentant des cristaux de quartz et une matrice blanchâtre. Microscopiquement, leur texture est microgrenue porphyrique. Elles présentent de rares phénocristaux de quartz rhyolitiques de taille millimétrique pour les plus gros (fig. 56, photo 1c), quelques phénocristaux de feldspaths plagioclases et potassiques maclés Carlsbad subautomorphes (taille de 300µm de long environ). On distingue également des cristaux de quartz plus petits, à extinction onduleuse et contours dentelés et aigus (70 µm environ, fig. 56, photo 1c). Tous ces cristaux sont non jointifs et en proportion inférieure à la matrice (30 % de cristaux environ, fig. 56, photo 1c). La matrice est cryptocristalline phylliteuse et quartzo-feldspathique. Des filons tardifs à remplissage de quartz à extinctions onduleuses et engrenés sont fréquents.

- Les rhyolite-microgranites

Ces roches à texture microgrenue porphyrique présentent une proportion de cristaux bien supérieure à celle de la matrice (fig. 56, photo 1b). Elles contiennent des phénocristaux de quartz plurimillimétriques (rhyolitiques pour certains) et des grains de quartz plus petits, des phénocristaux de feldspaths plagioclases automorphes en lattes plurimillimétriques et des feldspaths potassiques (fig. 56, photos 2b et 3b). La proportion de feldspaths est supérieure à celle des quartz. La matrice est essentiellement chloriteuse, mais peut contenir des

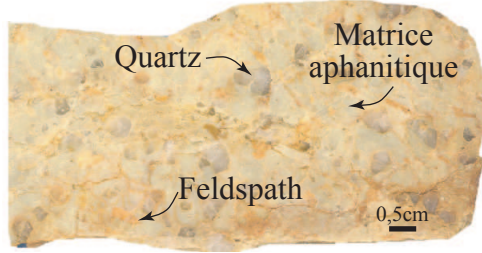


Photo 1a : Rhyolite de la Croix Blanche (Rochefort-sur-Loire, éch. 14-6)

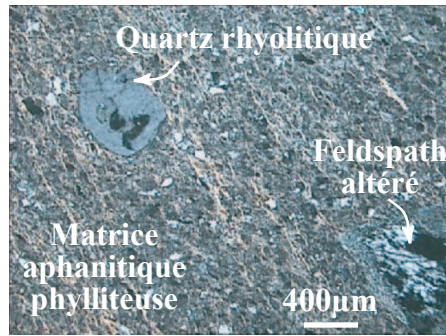


Photo 2a : Rhyolite du Moulin de la Roche en LPA (SE Saint-Georges-sur-Loire, l.m. 26-2)

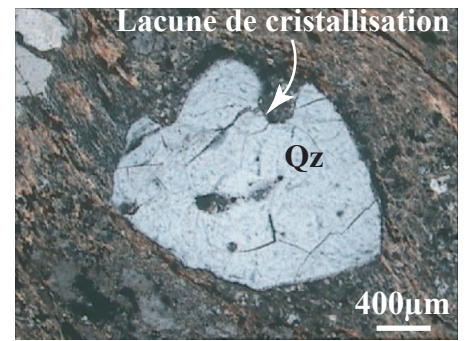


Photo 3a : Détail d'un quartz rhyolitique en LPA (Denée, l.m. 9-10)

a. Les faciès rhyolitiques de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire

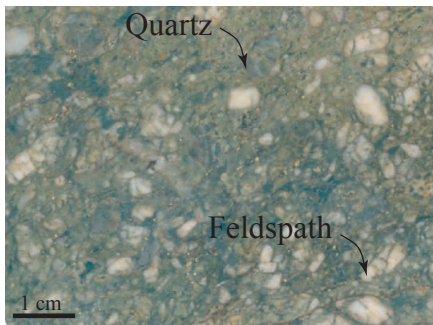


Photo 1b : Rhyolite-microgranite de la coulée de Serran (SW d'Epiré, éch. 22-4)

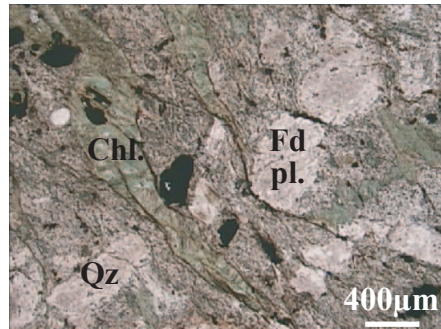


Photo 2b : Rhyolite-microgranite de la coulée de Serran en LPNA (SW d'Epiré, l.m. 22-4)

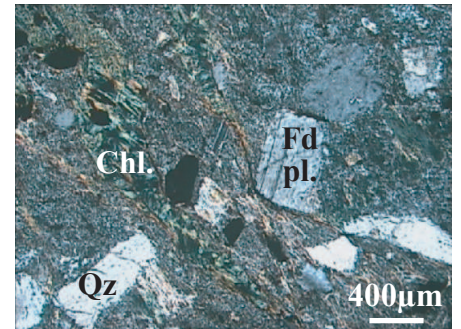


Photo 3b : Rhyolite-microgranite de la coulée de Serran en LPA (SW d'Epiré, l.m. 22-4)

b. Les faciès rhyolitique-microgranitiques de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire



Photo 1c : Rhyolite du château d'eau de Rieux en LPA (l.m. 41-15)

c. Faciès Rhyolitique des alentours de Rieux

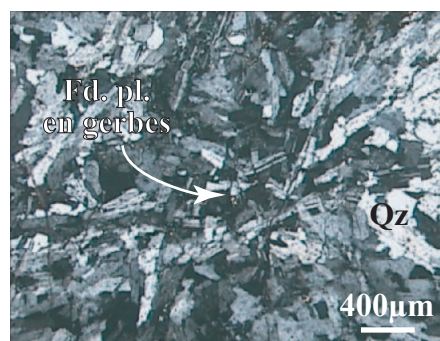


Photo 1d : Albitite du Mont-Benault (SE de Beaulieu-sur-Layon, l.m. 13-5)

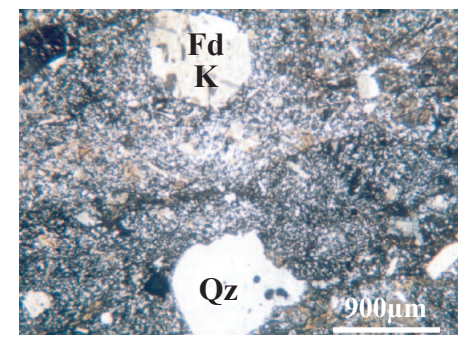


Photo 2d : Kératophyre de La Barbée (Nord de Champtocé-sur-Loire, l.m. 30-4)

d. Les faciès intermédiaires de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire

Figure 56 : Aspects macroscopique et microscopique des roches acides à intermédiaires de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire

microcristaux de quartz et de feldspaths (fig. 56, photos 2b et 3b). De nombreux grains de minéraux opaques sont associés aux plages de chlorites interstitielles, ou bien situés dans les fractures de feldspaths plagioclases.

➤ L'albitite de Mont-Benault

Cette roche a été prélevée dans un bloc cartographié en rhyolite sur la carte au 1/50000^{ème} de Thouarcé (Blaise et al., 1985 ; fig. 22). Elle présente une texture équivalente à celle trouvée dans une pegmatite, presque graphique avec des mégasphérolites composés d'albite en gerbes et de quartz interstitiel (fig. 56, photo 1d). Une microfracture à remplissage de quartz et feldspath plagioclase y a été déterminée, elle montre quelques oxydes au cœur. Cette roche peut être de dôme ou de sommet-bordure de massif, elle correspond aux termes les plus leucocrates et les plus différenciés de la série rhyolitique.

➤ Les kératophyres

Ces roches, de compositions intermédiaires ont déjà été longuement étudiées par les auteurs précédents (Arnaud, 1966, Maillet, 1977, Pivette, 1978). Ces auteurs associaient ces roches aux faciès basiques précédemment décrits et définissait alors la « série de Saint-Georges-sur-Loire » comme une série spilite-kératophyre. Nous préférons, à la différence des auteurs précédents, associer ces roches aux émissions acides retrouvées sous forme de blocs dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire, car elles présentent en effet, tout comme les faciès précédemment décrits des « quartz rhyolitiques typiques ». Les kératophyres rencontrés présentent une texture microgrenue porphyrique (fig. 56, photo 2d). On trouve des phénocristaux de feldspaths plagioclases plurimillimétriques et agglomérés. Certains de ces cristaux sont craquelés et les craquelures sont remplies de carbonates et de chlorite. Des phénocristaux de quartz ont également été observés. Ils sont plurimillimétriques, émoussés et arrondis et montrent des lacunes de cristallisation (« quartz rhyolitiques », fig. 56, photo 2d). Le fond de la roche est microquartzeux avec quelques microlithes de feldspaths plagioclases et quelques cristaux de carbonates automorphes (fig. 56, photo 2d). La chlorite se présente sous forme de bandes plus ou moins continues et de grandes plages interstitielles. Les minéraux opaques se présentent sous forme de granules inframillimétriques disséminés.

➤ Les « porphyres quartzifères »

Ces roches, reconnues par les auteurs précédents (p. ex. Arnaud, 1966 ; Maillet, 1977) présentent macroscopiquement une couleur grisâtre et des amygdales blanches. Leurs modes de gisements n'a pas pu être reconnu sur le terrain, elles sont toujours rencontrées sous forme de pierres volantes. En lame mince, c'est un quartzite très fin lardé de microfilonnets de quartz recristallisés à contours dentelés et extinction onduleuse. Les amygdales blanches déterminées macroscopiquement ne sont pas visibles microscopiquement.

Comme nous avons décrit précédemment de façon macroscopique les différents faciès rencontrés dans la carrière de rhyolite-microgranite de Mozé-sur-Louet, nous allons en faire une description microscopique (fig. 55):

➤ Le faciès rhyolitique grossier rose-verdâtre à phénocristaux de quartz et feldspaths

Le faciès rhyolitique grossier présente une texture porphyrique à fond perlitique. Les textures perlitiques sont des structures de refroidissement observées dans les roches volcaniques vitreuses qui peuvent s'être épanchées sous une faible profondeur d'eau. On peut y discerner des phénocristaux de quartz rhyolitiques et de feldspaths plagioclases altérés

(séricite) et fracturés par fracturation hydraulique (la chlorite se met dans les fractures et gonfle). Certains feldspaths peuvent atteindre des tailles centimétriques. Le fond de la roche est essentiellement chloriteux, et hydrothermalisé. De nombreux minéraux opaques sont disséminés dans la roche. De nombreux zircons automorphes accessoires sont présents dans ce faciès.

➤ L'enclave aphanitique noire schisteuse

Cette enclave est constituée de quartz et de carbonates qui sont noyés dans une matrice mouchetée de minéraux opaques. Les cristaux de quartz sont généralement millimétriques. Les plus gros sont systématiquement craquelés et les fractures sont remplies de quartz microscopique et de carbonates.

➤ Le faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté

Ce faciès rhyolitique-microgranitique fin et verdâtre orienté présente une texture hétérogranulaire avec un fond perlitique (fig. 55, photos 7 et 8). Le fond perlitique rencontré à nouveau dans ce faciès confirme bien le caractère rhyolitique de cette roche, mais avec une proportion de cristaux plus importante que la matrice, d'où l'emploi du terme « rhyolite-microgranite » pour la qualifier. Différentes formes de cristaux de quartz ont été déterminés : certains sont ronds et millimétriques et d'autres inframillimétriques à contours aigus (fig. 55, photo 7). Des phénocristaux de feldspaths plagioclases et potassiques automorphes existent également ; ils sont cassés, fracturés, perthitisés pour certains et souvent très altérés (fig. 55, photo 7). Certains cristaux de quartz sont accolés à des cristaux de feldspaths et ne présentent pas de déformation, seulement une "imbrication". Le fond de la roche est microscopique, composé presque exclusivement de chlorites secondaires et de petits grains de quartz. Les chlorites remplissent dans certains espaces intergranulaires de véritables perles imbriquées les unes dans les autres et isolées par des fissures courbes (fig. 55, photos 7 et 8). Certains cristaux de feldspath en voie de décomposition contiennent au cœur des cristaux cubiques de dolomie secondaire. Des minéraux opaques ont été déterminés en quantité non négligeable ainsi que des zircons automorphes.

➤ Enclave de rhyolite-microgranite noire à phénocristaux de feldspaths

Cette roche montre une texture porphyrique et le fond de la roche est perlitique (fig. 55, photo 9). Elle est composée de cristaux millimétriques de quartz craquelés et à fractures remplies de microquartz, de phénocristaux de quartz rhyolitiques et de phénocristaux de feldspaths (plagioclases et potassiques, fig. 55, photo 9). Les feldspaths sont très déformés, cassés et à macles flexueuses. Le fond de la roche est composé d'une matrice chloriteuse très colorée dans laquelle on trouve des mouches de carbonates, des épidotes et des zircons automorphes. Des amas de petites pyrites automorphes sont systématiquement associées à des fibres de graphitoïdes, donnant la teinte noirâtre à ces enclaves, et à des carbonates. Des minéraux titanés (rutile) sont présents en quantités importantes.

➤ Enclave graphiteuse

Cette enclave graphiteuse présente des bandes contenant des reliques de feldspaths altérés et de quartz dans un fond chloriteux et sériciteux. On y trouve également de nombreux sulfures (pyrites, chalcopyrites et cuivre gris) et des minéraux titanés. Ces bandes alternent avec des bandes plus ou moins continues montrant des fibres de graphitoïdes en quantités très importantes.

- *Composition chimique des phases minérales*

➤ Les feldspaths

Les feldspaths sont généralement présents dans les différents faciès sous forme de phénocristaux altérés (séricitisation et chloritisation intense) ou bien sous forme de fantômes de phénocristaux.

Les fantômes de phénocristaux présents dans la métarhyolite du Liétron (fig. 57 et fig. 26) ont tous des compositions d'albite (fig. 58).

Ceux analysés dans les différents faciès de la carrière de Mozé-sur-Louet (microgranitiques orientés, rhyolitiques, enclaves noires ou bien à proximité de veines minéralisées) montrent deux catégories de feldspaths (fig. 59a):

- une première de composition albitique,
- une seconde de type feldspath potassique.

Seul un cristal (point 46, échantillon 38.1A1, fig. 59b) montre une composition d'albite un peu plus riche en potassium, mais on reste toujours sur le côté Na – K du triangle de composition des feldspaths. Ces deux catégories de cristaux ne présentent pas de variation de composition cœur – bordure (fig. 59b).

➤ Les chlorites

Elles sont présentes dans toutes les laves acides à intermédiaires étudiées. On les trouve principalement dans la matrice et sous forme de grandes plages interstitielles vertes foncées pléochroïques en LPNA et montrant des teintes de polarisation anormales du début du premier ordre en LPA (fig. 60, photo 1). Dans les plages interstitielles, elles se trouvent parfois associées aux minéraux opaques (fig. 60, photo 2). Elles remplissent également les cœurs d'amygdales (ou perles) dans les faciès rhyolitique-microgranitiques présentant des textures perlitiques (fig. 60, photo 3). La couleur noire des enclaves trouvées dans la carrière de Mozé-sur-Louet est due en partie à la proportion importante de chlorites (fig. 60, photo 1). Ces chlorites ont la composition de chlorites magnésiennes, et se situent dans les champs des pycnochlorites, diabantites et brunsvigites dans le diagramme de Hey (1954, fig. 61, annexe 3, tableau 4b).

➤ Les argiles

Les analyses réalisées dans les différents faciès de la carrière de rhyolite-microgranite de Mozé-sur-Louet ont permis de découvrir des argiles du groupe des illites associées aux chlorites et apparaissant sous forme de grandes plages dans les espaces intergranulaires, en remplissage dans des amygdales ou bien dans les fractures des feldspaths. Ces argiles ont des compositions de céladonites potassiques ($K_2O = 10\%$ environ) avec des concentrations en $Al_2O_3 = 23\%$ environ, en SiO_2 allant de 47 à 64%, en MgO de 3 à 4% et en FeO de 5% (Annexe 3, tableau 6). Ce sont des minéraux bleu-verts et verts pâles en LPNA (Fig. 60, photo 4) avec la structure de micas dioctahédriques (Wise et Eugster, 1964). On les trouve de façon courante dans les roches volcaniques (acides et basiques) altérées par hydrothermalisme (Wise et Eugster, 1964 ; Li et al., 1997). Les céladonites sont donc des minéraux secondaires et proviennent probablement de l'altération de micas (chlorites) et/ou de feldspaths après circulation de fluides de température modérée enrichis en silice. Elles ont été décrites dans des roches rhyolitiques détritiques et tufacées dans des systèmes hydrothermaux actifs (Honda et Muffler, 1970). Ces fluides hydrothermaux ont également permis la mise en place de minéralisations dans ces faciès sous forme de gisements disséminés épithermaux (Li et al., 1997).

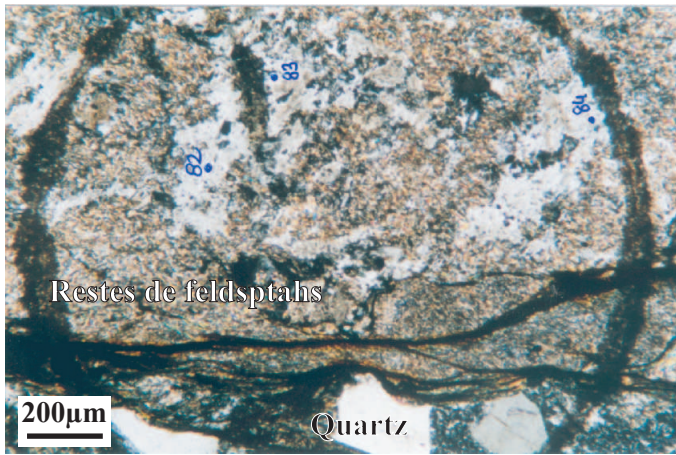


Figure 57 : Fantôme de Feldspath dans la métarhyolite du Liétron (l.m. 19.5B)

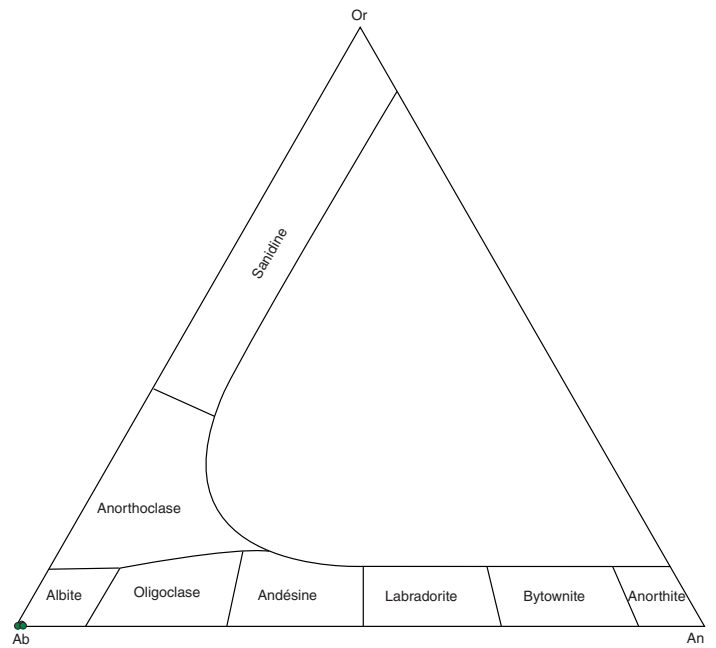


Figure 58 : Place dans le diagramme Ab-Or-An des restes de feldspaths de la métarhyolite du Liétron

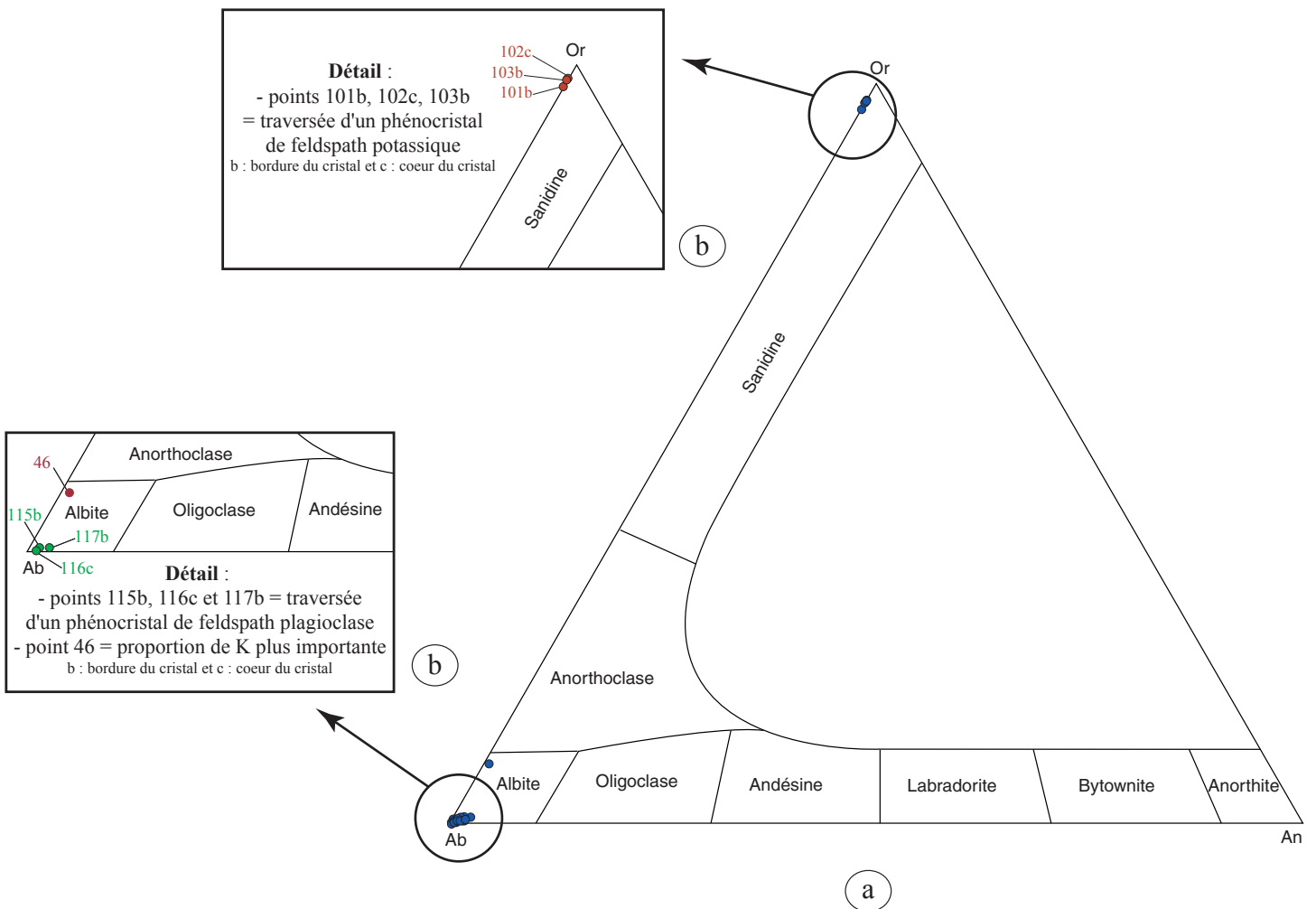


Figure 59 : a. Feldspaths des rhyolites- microgranites de Mozé-sur-Louet, b. détail des feldspaths dans le faciès rhyolitique-microgranitique fin et verdâtre et l'enclave noire de rhyolite-microgranite

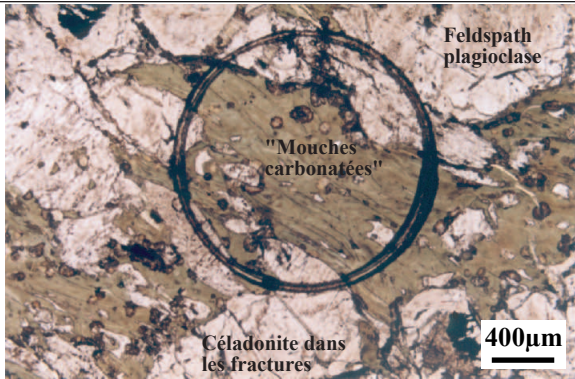


Photo 1 : Plage chloriteuse interstitielle dans une enclave noire (couleur vert foncé). On trouve la céladonite seulement dans les fractures des feldspaths (l.m. 38.1A1)

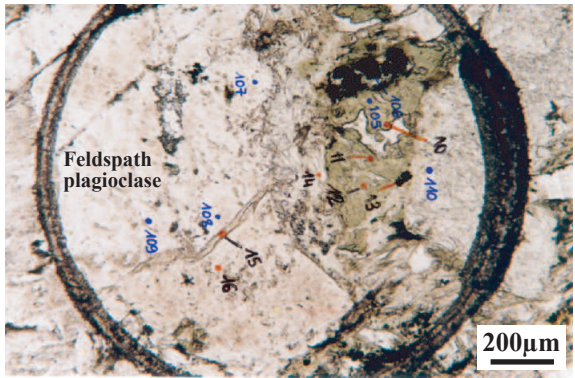


Photo 2 : Les chlorites sont au coeur des plages interstitielles (couleurs vertes plus foncées) et les céladonites sont placées sur les pourtours de la plage interstitielle et dans une fracture du feldspath plagioclase (l.m. 15.1C)



Photo 3 : Texture perlitique apparue par refroidissement d'un verre. Coeur des perles (couleur vert foncé) à compositions de chlorites et contours à compositions de céladonites (l.m. 15.1C)

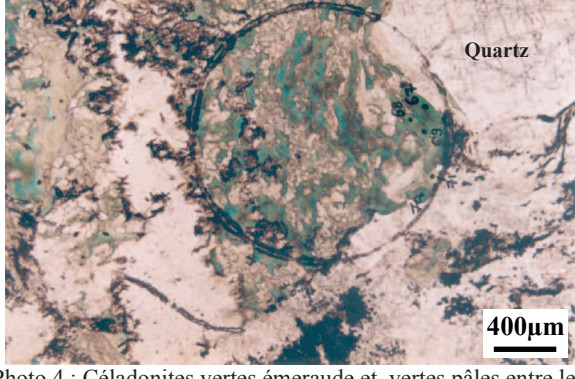


Photo 4 : Céladonites vertes émeraude et vertes pâles entre les cristaux de Quartz et de feldspaths. Echantillon placé près d'une veine à quartz, donc circulation de fluides tardifs importante (l.m. 38.1E)

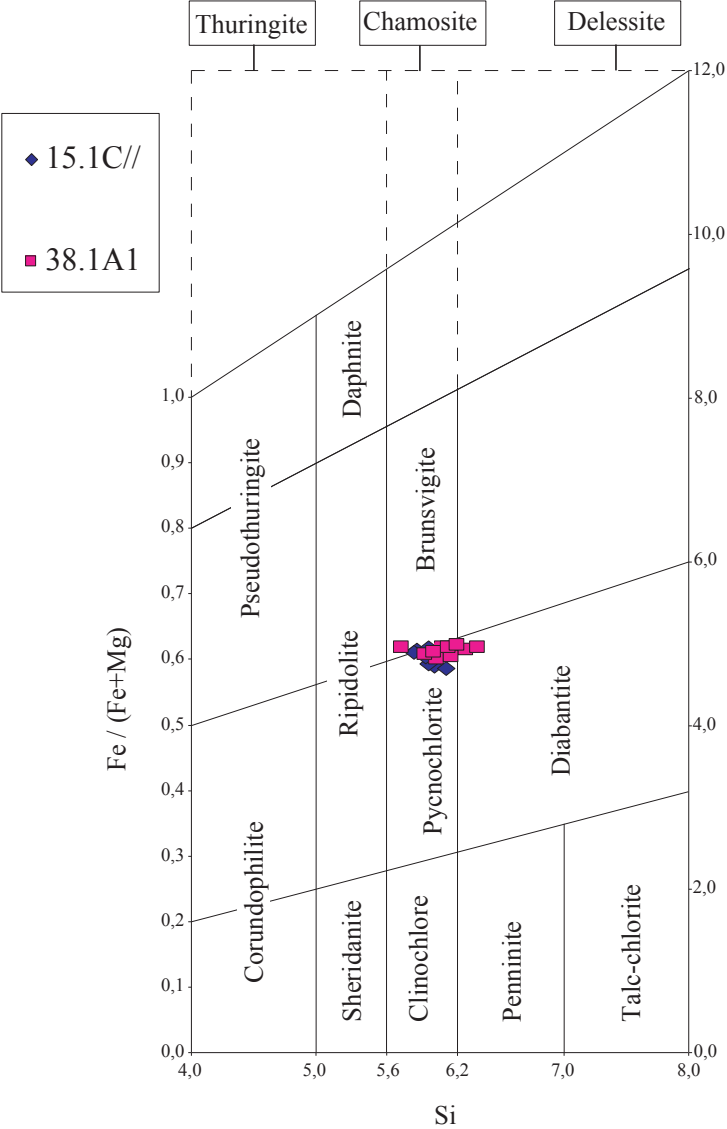


Figure 61 : Position des chlorites analysées (laves acides) dans le diagramme de Hey (1954)

Figure 60 : Chlorites - céladonites dans les faciès rhyolitiques-microgranitiques de la carrière de Mozé-sur-Louet

Dans les faciès échantillonnés dans la carrière de Mozé-sur-Louet, les céladonites sont trouvées principalement dans les faciès verts-clairs sous différentes formes :

- à la périphérie des plages chloriteuses interstitielles (fig. 60, photo2),
- en remplissage des fractures des feldspaths (fig. 60, photo2),
- à la périphérie des amygdales dans les faciès présentant une texture perlitique (fig. 60, photo 3),
- dans les plages interstitielles des faciès situés près de veines à quartz ou carbonates (fig. 60, photo 4).

Elles sont donc bien secondaires et se sont formées aux dépens des chlorites.

➤ Les minéraux opaques des faciès rencontrés dans le carrière de Mozé-sur-Louet

Ces minéraux, oxydes ou sulfures se sont formés par le biais d'un hydrothermalisme de basse température . On observe une paragenèse typique de cet hydrothermalisme de basse température avec galène (PbS), pyrite (FeS₂), chalcoppyrite (CuFeS₂), sphalérite (ZnS) et cuivre gris. Des minéraux titanés de type rutil (TiO₂) sont également observés. Il faut encore noter les quantités très importantes de graphite, trouvé dans la plupart des faciès et même sous forme d'enclaves dans les faciès microgranitiques verdâtres. Les enclaves noires à phénocristaux de feldspaths contiennent également beaucoup de graphite ainsi que de la barytine (BaSO₄) en quantité importante.

Cette minéralisation liée à un hydrothermalisme de basse température est en accord avec la présence de céladonite dans ces mêmes faciès.

• Géochimie

Les roches de composition acides ou intermédiaires ont été peu étudiées précédemment. Seuls les éléments majeurs ont été dosés (Maillet, 1977 ; Pivette, 1978). J'énoncerai ci-après, de la même manière que dans le paragraphe concernant la géochimie des volcanites basiques, les lieux d'échantillonnage ainsi que les caractères pétrologiques des roches acides étudiées par les auteurs précédents.

- *Données bibliographiques*

➤ Maillet (1977) a effectué des dosages sur les roches acides récoltées dans la région de Saint-Georges-sur-Loire (fig. 62 ; Annexe 4, tableau 3a).

N° d'échantillon	Nom de la Roche	Lieu d'échantillonnage
2367	Rhyolite	Butte de la gendarmerie, St-Georges-sur-Loire
2368	Rhyolite	Le Rocher, SW de St-Georges-sur-Loire
2369	Rhyolite	Carrière des Pâtis de l'Alleud
3068	Kératophyre	La Barbée, N de Champtocé
3230	Kératophyre	Le Prieur, N de Champtocé
3231	Kératophyre	La Barbée, N de Champtocé
2370	Roche acide à amygdales blanches	Brunet-Chanteloup, S de St-Georges-sur-Loire
3228	Tuf kératophyrique	Savennières
3229	Tuf kératophyrique	Savennières

Après étude des éléments majeurs des roches acides de Saint-Georges-sur-Loire, il distingue deux types de roches, des roches rhyolitiques et des roches kératophyriques (La Barbée). Ce volcanisme rhyolitique est supposé plus tardif et non cogénitique du volcanisme basique.

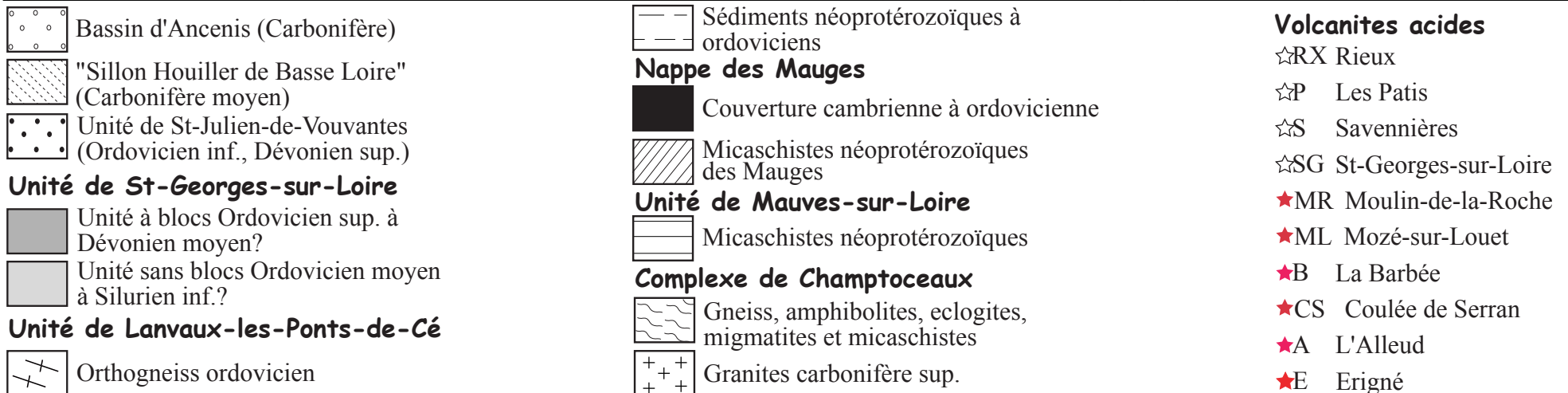
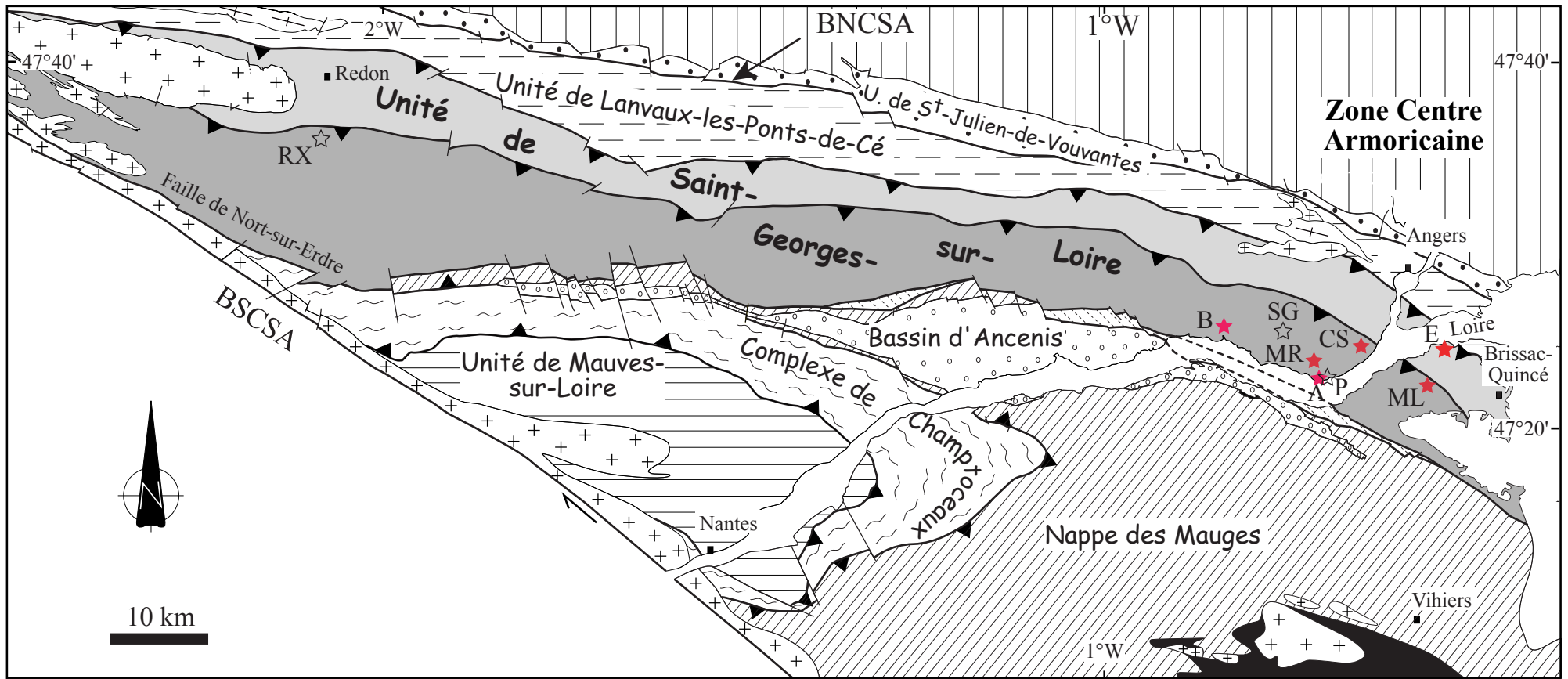


Figure 62 : Localités d'échantillonnage des roches acides analysées géochimiquement (ce travail et données de Maillet, 1977 ; Pivette, 1978 ; Carpenter et al., 1982 ; Cabanis, 1986)

➤ Pivette (1978) étudiera également les éléments majeurs de certaines rhyolites de la partie Ouest du bassin de Saint-Georges-sur-Loire et reprendra celles de Maillet (1977, fig. 62 ; Annexe 4, Tableau 3b).

N° d'échantillon	Nom de la Roche	Lieu d'échantillonnage
3094	Rhyolite	La Herviaie, NE de Saint-Gildas-des-Bois
3096	Rhyolite	Couscouville, NW de Guenroüet
3097	Rhyolite	Les Bellions, E de Rieux
3099	Rhyolite	Bourg de Rieux
3095	Rhyolite	Launay, NNE de Saint-Gildas-des-Bois
3098	Rhyolite	Bourg de Rieux
3100	Rhyolite	Château d'eau de Rieux
3609	Quartz-kératophyre	La Haute Abbaye, N de Fégréac

Après analyse des éléments majeurs des échantillons récoltés, il arrive aux conclusions suivantes :

- le volcanisme acide présente des roches kératophyriques probablement contemporaines du volcanisme spilitique du Moulin Bachelot,
- les rhyolites de Rieux sont considérées comme tardives et indépendantes du volcanisme spilitique.

- Nouvelles données géochimiques

Des roches acides ont été analysées, roches qui avaient pour certaines été caractérisées par les éléments majeurs dans la thèse de Maillet (1977), mais dont les éléments traces n'avaient pas été dosés. Les analyses géochimiques ont été également réalisées par ICP-MS à l'Université de Toulouse pour les mineurs et les traces, et à l'Université d'Orléans (ISTO) pour les majeurs (fig. 62 ; Annexe 4, tableau 2b).

N° d'échantillon	Nom de la Roche	Lieu d'échantillonnage
30.4	Kératophyre ?	La Barbée (Champtocé)
15.1C	Tuf rhyolitique	Carrière de Mozé-sur-louet
22.4	Microgranite	Coulée de Serran
26.2	Rhyolite	Moulin de la Roche
25.3	Rhyolite	L'Alleud (proximité de la tranchée SNCF)

Le tableau ci-après résume les descriptions pétrographiques des différents échantillons analysés géochimiquement. Les différentes textures de ces roches sont visibles sur les photos des figures 55 et 56 précédemment décrites.

N° Ech.	Nom de la Roche	Texture	Paragenèse	Observations
30.4	Kératophyre ?	Micro-grenue, Gloméro-porphyrique	-Phénocristaux de feldspaths plagioclases et potassiques agglomérés, -phénocristaux de quartz rhyolitiques et émoussés, -matrice de la roche microquartzreuse avec quelques microlithes de plagioclases, de la chlorite et quelques carbonates automorphes, -bandes +/- continues de chlorite et grandes plages de chlorites intersticielles, -opaques en quantité non négligeable, en granules disséminés.	Roche de composition intermédiaire à rapprocher du magmatisme acide et des rhyolites
15.1 C	Tuf rhyolitique	porphyrique a fond scoriacé (faciès perlitique)	-phénocristaux de quartz rhyolitiques, -feldspaths plagioclases altérés et fracturés, -matrice essentiellement chloriteuse, scoriacée et hydrothermalisée, -opaques disséminés.	Faciès de cœur de coulée, Hydrothermalisation intense
22.4	Microgranite		-phénocristaux de quartz rhyolitiques (20%) et de feldspaths plagioclases (60%), -matrice verdâtre (20%) = verre, -quelques sulfures en grains disséminés.	Rhyolite anatectite ?

26.2	Rhyolite	Microgrenue à aphanitique porphyrique	-cristaux de quartz rhyolitiques (10%), -grandes lattes de feldspaths plagioclases, -matrice microgrenue à quartz et phyllites (chlorite et séricite) (90%), -quelques cristaux de muscovites secondaires venant remplacer des minéraux préexistants de forme rectangulaires, -opaques en granules disséminés, épidote accessoire.	
25.3	Rhyolite	Microgrenue à aphanitique porphyrique	-quartz millimétriques, rhyolitiques (30%), -matrice aphanitique phylliteuse à traces d'oxydes de fer présentant quelques microcristaux de quartz (70%), -quelques muscovites millimétriques secondaires, -quelques cristaux de pyrite à queues de quartz, -petites granules d'épidotes microscopiques.	

- *Les éléments majeurs*

Certaines remarques peuvent être faites concernant les éléments majeurs des différentes roches analysées (annexe 4, tableau 3b, les valeurs sont données en pourcentages en poids d'oxydes) :

- les teneurs en SiO₂ vont de 64,21 à 73,3%. Tous ces échantillons sont sursaturés en silice (quartz normatif de 11,01 à 35,37) et confirment les caractères acides et intermédiaires de ces échantillons,
- les teneurs en Fe₂O₃ sont moyennes et vont de 2,42 à 7,28%,
- les teneurs en TiO₂ sont peu élevées et vont de 0,06 à 0,78%,
- les teneurs en MgO, CaO et K₂O,
- les teneurs en Na₂O vont de 0,37 à 6,95%,
- la perte au feu est importante dans tous les échantillons analysés (de 2,72 à 4,42%). Elle traduit le forte proportion de minéraux hydratés dans la roche.

Afin de nommer les roches analysées, nous avons utilisé les diagrammes SiO₂ vs Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977) et le diagramme triangulaire Al, Fetot + Ti, Mg de Rickwood (1989) (fig. 63 et 64). Ces deux diagrammes ont été préférés au diagramme Na₂O+K₂O vs SiO₂ (Le Maître et al., 1989) car les roches analysées sont altérées.

La figure 63 (Winchester et Floyd, 1977) nous permet de placer les roches acides et intermédiaires étudiées dans le champ des rhyodacite / dacite pour les échantillons 30.4, 15.1C et 22.4 et dans le champ des « rhyolites vraies » pour l'échantillon 21.1B. les échantillons 25.3 et 26.2 se trouvent hors champ.

La figure 64 (Rickwood, 1989) nous permet de replacer à la fois nos analyses et celles des auteurs précédents dans un diagramme (Maillet, 1977 et Pivette, 1878). Peu de nos échantillons se placent dans le champ des rhyolites vraies.

- *Les éléments traces*

Les profils de terres rares normalisés à la chondrite (Sun et McDonough, 1989, fig. 65) ont été tracés pour les roches acides.

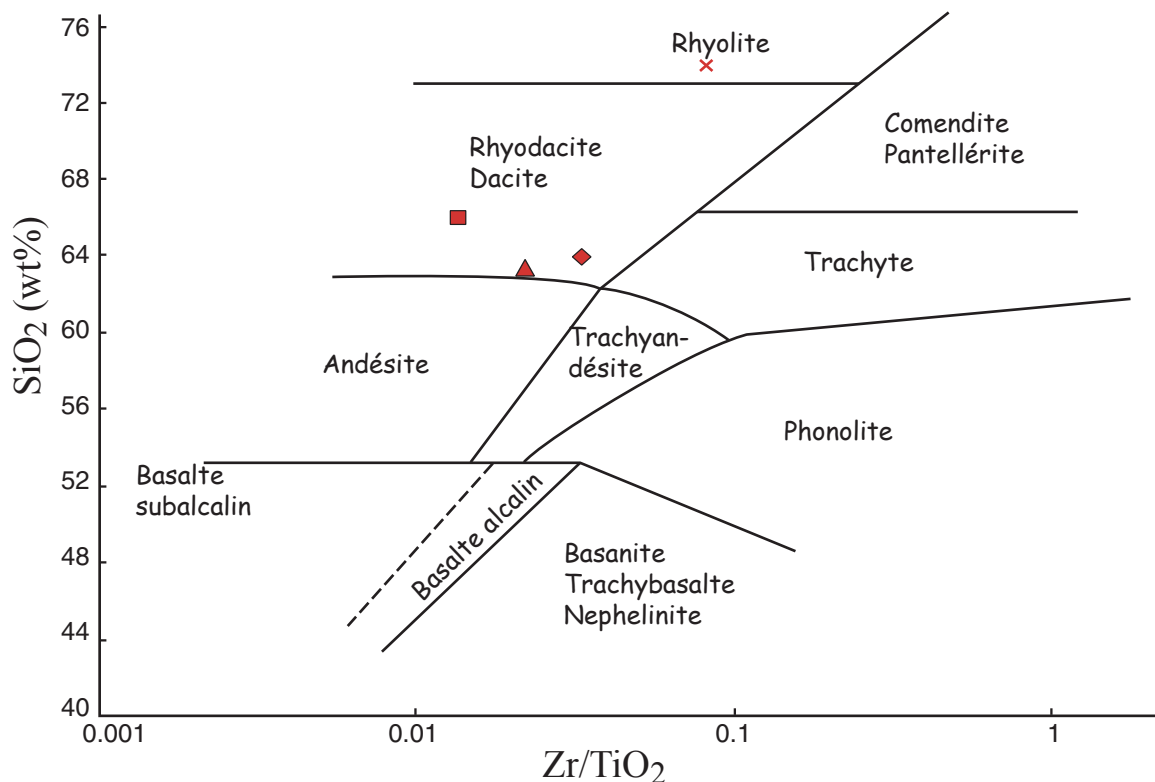


Figure 63 : Compositions des volcanites acides dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 de Winchester & Floyd (1977)

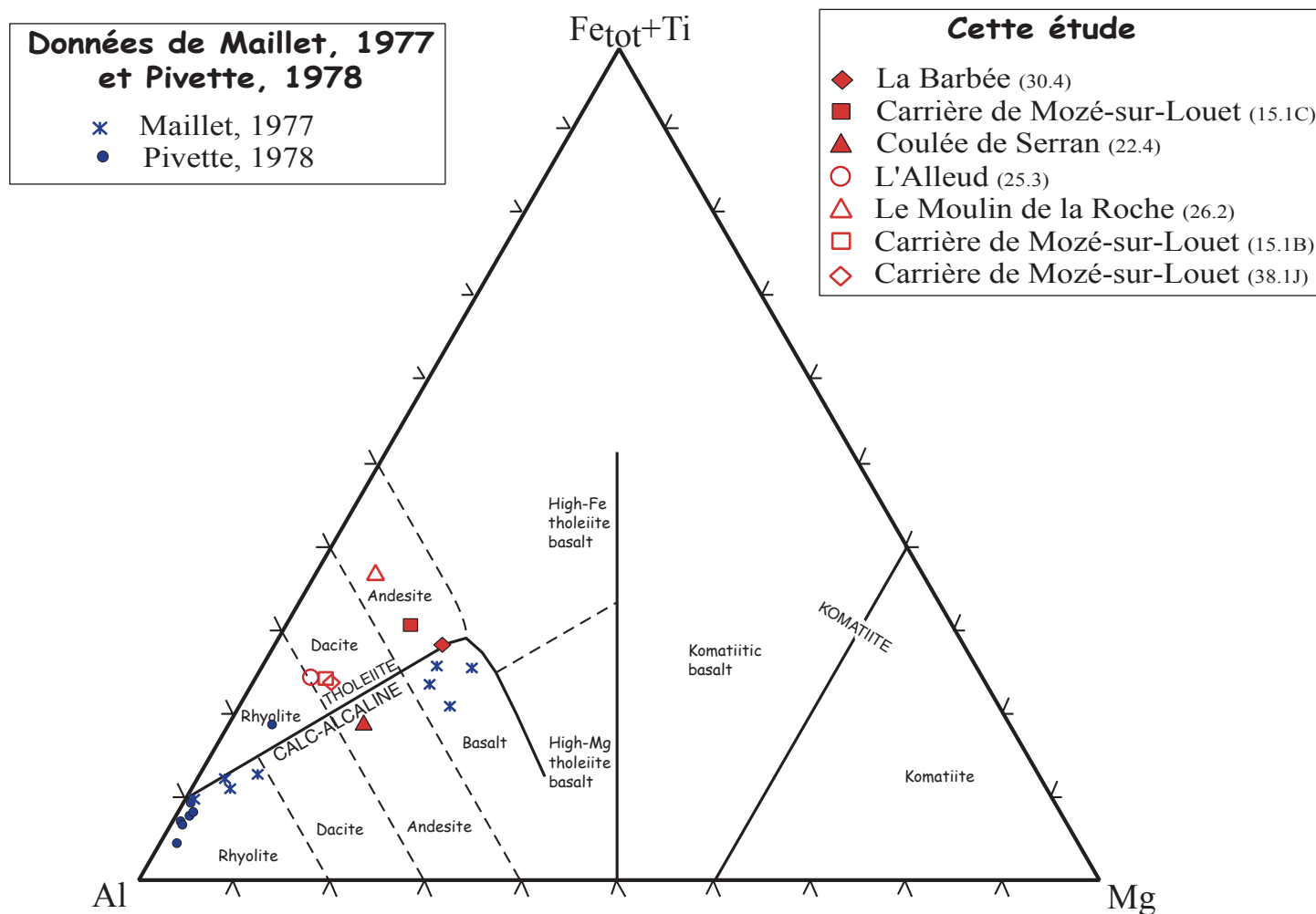
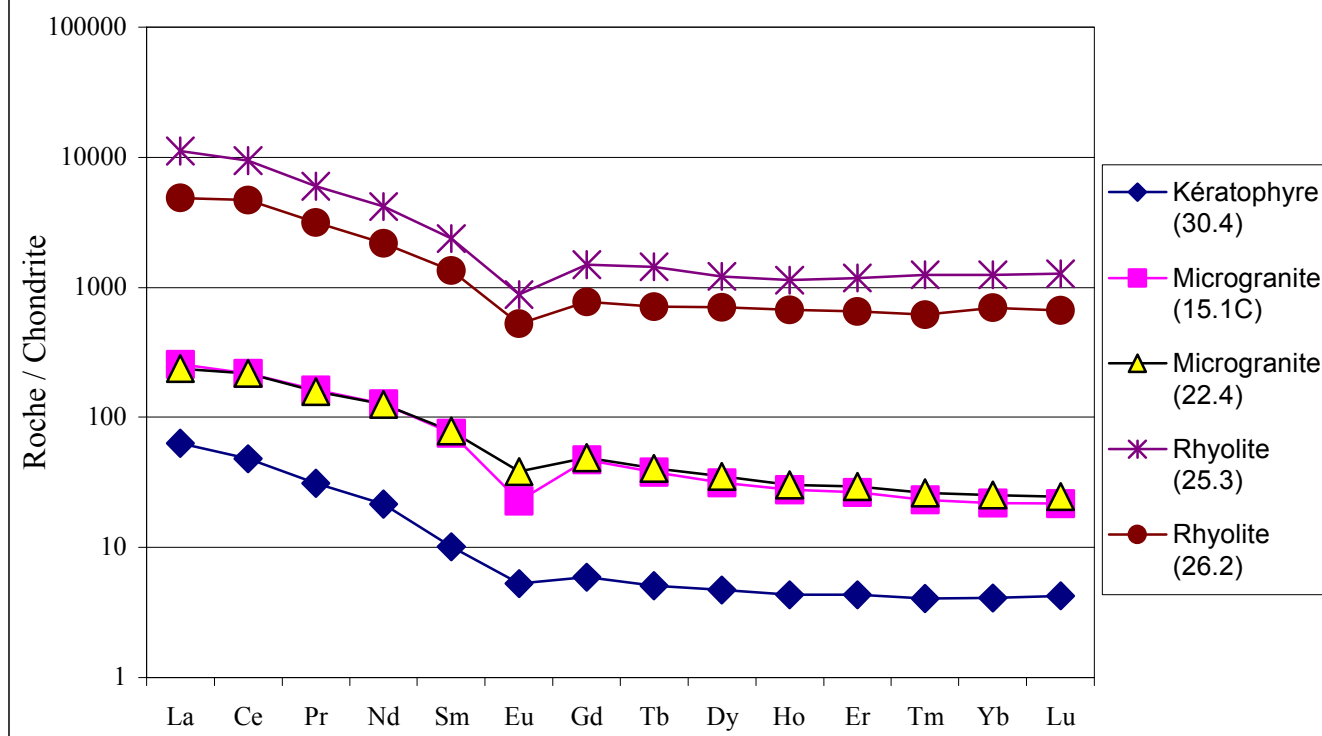


Figure 64 : Composition des volcanites acides de Saint-Georges-sur-Loire par rapport à leurs pourcentages cationiques en Al, (Fetot+Ti) et Mg (Rickwood, 1989).

Figure 65 : Profil de terres rares des volcanites acides à intermédiaires de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire normalisées à la chondrite. Valeurs de normalisation Sun et McDonough, 1989.



L'allure générale de tous les profils est semblable, elle consiste en un enrichissement en terres rares légères, une anomalie négative en Eu, puis, à partir de l'Eu, un profil plat. Les enrichissements par rapport à la chondrite sont les seules variables. Trois groupes de spectres de roches peuvent être séparés :

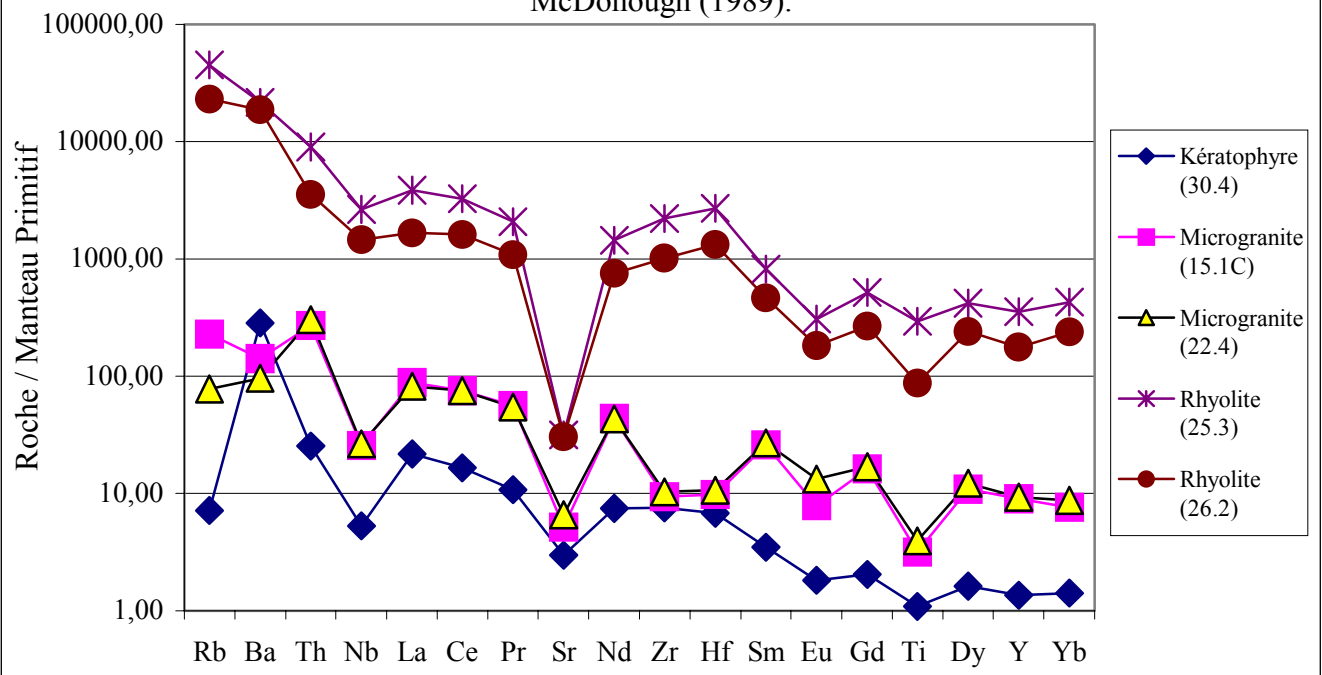
- 26.2 et 25.3, ces deux échantillons proviennent de rhyolites montrant une faible proportion de cristaux par rapport à la matrice. Les spectres de ces deux échantillons sont comparables aux autres, mais les valeurs données par les analyses sont aberrantes, nous ne les prendrons donc pas en compte, ils sont exposés ici pour montrer leur allure,
- 22.4 et 15.1C, ces deux roches présentent des faciès microgranitiques,
- 30.4, faciès de type « kératophyre »

L'anomalie négative en Eu est due à la cristallisation précoce du plagioclase dans le réservoir ou lors de la remontée du magma.

Le degré de fractionnement de ces roches est important.

Les diagrammes étendus normalisés au Manteau primitif (Sun et McDonough, 1989, fig. 66) exposent des spectres tous enrichis par rapport au manteau primitif. Ces spectres montrent tous des variations importantes en Rb et des anomalies négatives marquées en Nb, Sr et Ti. Les mêmes association de spectres que celles énoncées précédemment sont retrouvées ici.

Figure 66 : Diagramme étendu des volcanites acides de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire normalisées au manteau primitif. Valeurs de normalisation Sun et McDonough (1989).



- Diagrammes géotectoniques

Le diagramme Yb vs Ta de Pearce et al. (1984 et fig. 67) permet de déterminer un contexte géotectonique probable de mise en place des roches acides analysées. Les roches rhyolitiques présentant des valeurs analytiques aberrantes ont été éliminées (éch. 26.2 et 25.3). Les autres échantillons de roches se placent tous dans le champ des granites d'arc volcanique mis en place en contexte convergent.

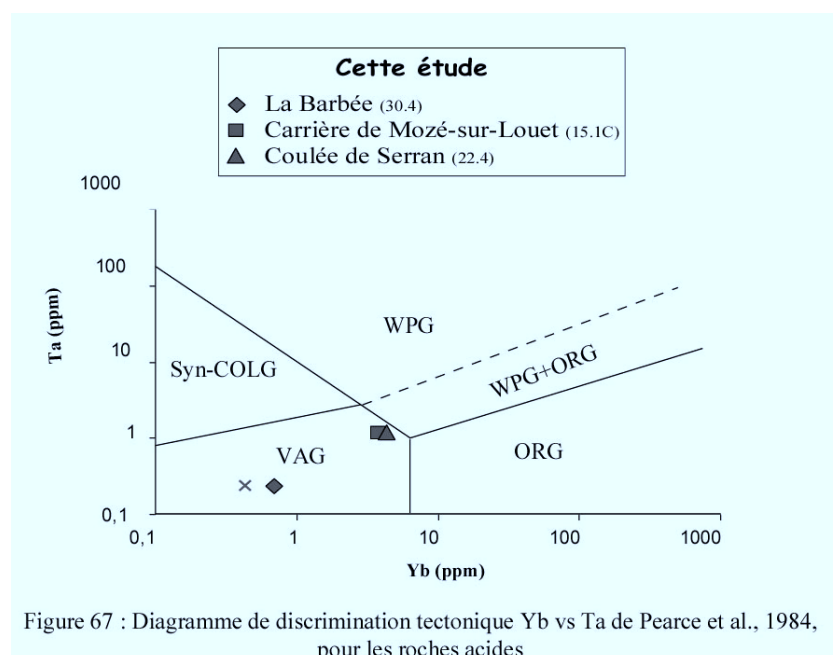


Figure 67 : Diagramme de discrimination tectonique Yb vs Ta de Pearce et al., 1984, pour les roches acides

- Datation

- *Données bibliographiques*

Des datations de ce matériel acide ont été réalisées par la méthode Rb/Sr sur roche totale par différents auteurs :

➤ Pivette (1978) a réalisé des analyses isotopiques du Strontium pour les rhyolites occidentales. Il obtient, pour les rhyolites de Rieux, un âge isochrone Rb/Sr de 351 ± 10 Ma. Il interprète cet âge de deux façons différentes :

- soit comme un âge « rajeuni » si les rhyolites sont interstratifiées dans la formation Silurien inférieur de Fégréac. Ce rajeunissement pourrait être lié : 1) soit à une réhomogénéisation isotopique à grande échelle (ouverture du système) et l'âge obtenu serait celui du métamorphisme régional synschisteux lié au dôme thermique associé aux granites affleurant dans la région (granite de Questembert p. ex., fig. 23). Cette interprétation ne semble pas réaliste car l'âge du massif de Questembert est de 327 ± 10 Ma (Vidal, 1973) et ne correspond donc pas à l'âge des rhyolites ; 2) soit au transfert de Sr radiogénique depuis des roches à fort rapport Rb/Sr vers des roches à faible rapport grâce au métamorphisme. L'âge obtenu alors est sans signification géologique.

- soit comme un âge de mise en place s'il s'agit de sills et la valeur élevée du rapport isotopique initial serait compatible avec une origine des rhyolites par fusion crustale.

La seconde interprétation semble la plus vraisemblable pour Pivette (1978).

➤ Les analyses des isotopes du Sr pour les rhyolites de Rieux ont été reprises par Carpenter et al. (1982). Ils obtiennent un âge isochrone Rb/Sr sur roche totale de 350 ± 13 Ma. Cet âge est considéré soit comme l'âge du métamorphisme, ayant entraîné une réhomogénéisation du système Rb-Sr, soit comme l'âge de mise en place des sills et le rapport élevé de Sr radiogénique initial indiquerait une origine des rhyolites par fusion crustale.

- *Nouvelle datation*

Une nouvelle datation a été réalisée lors de notre étude. Il s'agit de la datation du faciès microgranitique-rhyolitique de la carrière de Mozé-sur-Louet (localisation, fig. 62) par la méthode U/Pb sur zircons.

Comme nous l'avons vu précédemment, trois faciès principaux rhyolitiques et rhyolitique-microgranitiques ont pu être déterminés dans cette carrière :

- un faciès grossier rhyolitique rose-verdâtre à phénocristaux de quartz et feldspaths roses noyés dans une matrice verdâtre aphanitique (échantillon 15.1B, fig. 55, photo 2),
- un faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté (échantillon 38.1K, fig. 55, photo 4), contenant
- des enclaves de rhyolite-microgranite noires à phénocristaux de feldspaths (échantillon 38.1J, fig. 55, photos 5 et 6).

Ces trois faciès ont été étudiés séparément dans le but de comparer les différentes populations de zircons obtenues d'une part, de vérifier si elles étaient semblables, et de choisir les zircons les plus beaux et les plus représentatifs pour effectuer une datation d'autre part.

La séparation des zircons a été réalisée au laboratoire de séparation des phases minérales sous la direction de Monsieur Jézéquel et la datation est en cours de réalisation à l'Université de Montpellier par Monsieur Respaut.

➤ Etude préalable des zircons en lame mince

Une étude préalable des zircons en lame mince a été réalisée afin de déterminer la teneur de coupure pour le broyage. Elle a permis de déterminer les caractéristiques suivantes pour chacun des faciès :

- le faciès rhyolitique le plus grossier, cataclasé, rosé et verdâtre (éch. 15.1B) contient des zircons allant de 50 à 150 μm . On les trouve dans les céladonites ou les chlorites dans lesquelles ils montrent des auréoles. Les plus gros sont fissurés et cassés mais ils sont très fins. La quantité de petits zircons est importante.
- le faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté (éch. 38.1K) présente des zircons allant de 300 à 50 μm . Les plus petits sont dans la matrice chloriteuse et les plus gros sont fuselés, trapus et souvent cassés. Les plus petits seront récupérables car ils sont moins fissurés. Point de vue morphologie, les zircons ont l'air d'être les mêmes que ceux de l'échantillon 15.1B.
- les enclaves de rhyolite-microgranite noires à phénocristaux de feldspaths (éch. 38.1J) montrent des zircons de 50 μm environ (peu) et des plus petits. On les trouve dans les chlorites ou les céladonites et ils montrent des auréoles. Ils ont l'air plus pointus que ceux de l'échantillon 38.1K. Ils semblent être trop petits et fissurés.

Après cette étude préalable au microscope, on fixe la coupe pour le broyage à 400 μm . Après broyage des trois différents faciès, les zircons sont séparés par tamisage et passage aux liqueurs denses (principes de séparation en Annexe 5).

➤ Principes de la typologie des zircons

L'étude typologique des zircons consiste en une minutieuse analyse statistique et quantitative des différents types cristallographiques de zircons au sein d'une population. Pour que l'étude soit fiable, il faut une quantité de zircons analysés supérieure ou égale à 50. Cette méthode a été proposée par Pupin et Turco (1975), Pupin et al. (1978) et Pupin (1980). Elle est basée sur :

- le développement relatif des prismes $\{100\}$ et $\{110\}$, en fonction de la température (indice $T = I.T$),
- le développement relatif des pyramides $\{211\}$ et $\{101\}$, en fonction de l'alcalinité (indice $A = I.A$).

En effet, selon ces auteurs, la morphologie des zircons est contrôlée par la chimie de la roche, et la teneur en eau du magma. Ces deux paramètres influent donc sur la croissance des faces cristallines du zircon (Fig. 68). Ainsi une analyse statistique des différentes formes cristallines des zircons au sein d'une même population peut fournir des renseignements pétrogénétiques intéressants sur la composition chimique, la teneur en eau et la température du milieu dans lequel la population de zircon s'est formée.

Les principaux caractères de la souche et des zircons triés dans les trois faciès sont indiqués ci-après :

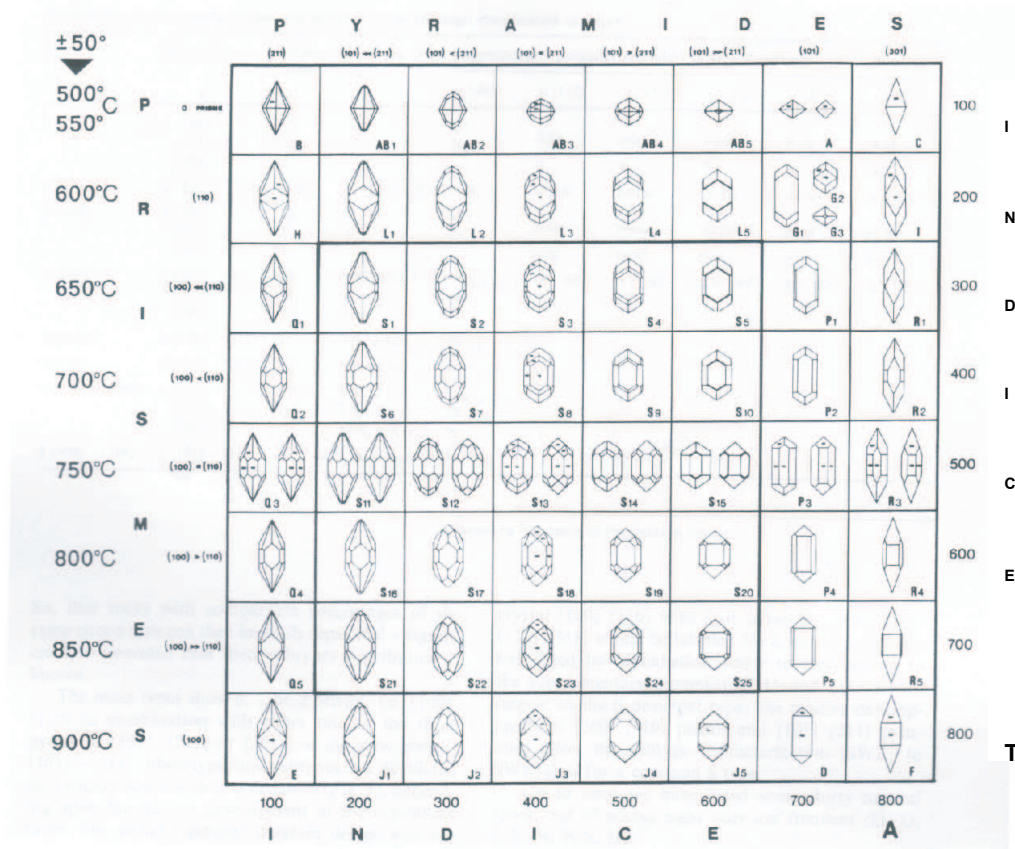


Figure 68 : Principaux types et sous-types de zircons de la classification typologique et échelle géothermométrique correspondante (Pupin, 1985)

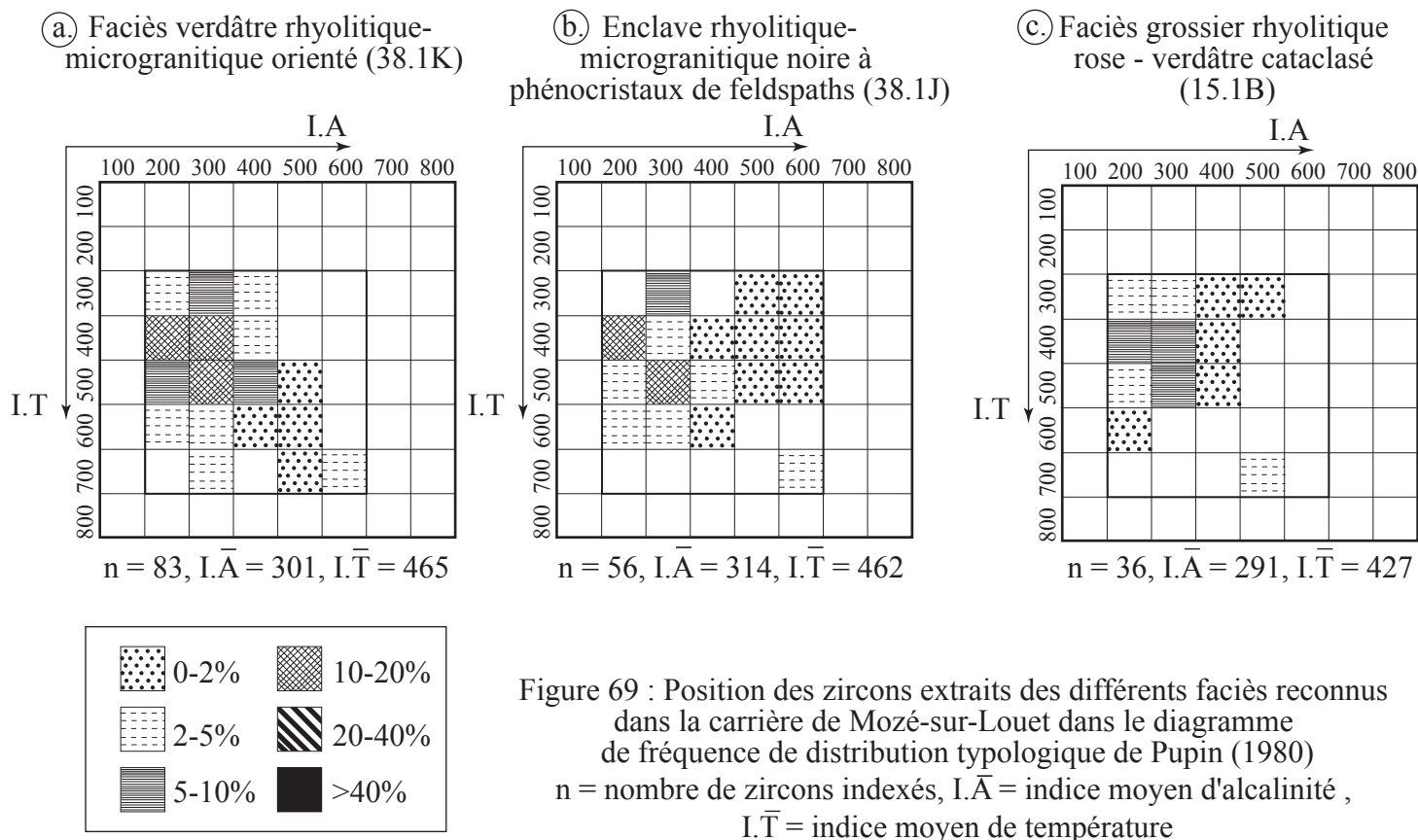


Figure 69 : Position des zircons extraits des différents faciès reconnus dans la carrière de Mozé-sur-Louet dans le diagramme de fréquence de distribution typologique de Pupin (1980)
n = nombre de zircons indexés, I.A = indice moyen d'alcalinité ,
I.T = indice moyen de température

Echantillons	Composition de la souche (d > 3,3)	Zircons
Faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté (éch. 38.1K)	<ul style="list-style-type: none"> - pyrites - éclats de zircons - morceaux de quartz colorés par des oxydes de fer - fluorine - barytine - Cuivre (feuilles) - TiO₂ sur grains quartz - Carbonate à inclusions riches en argent 	Les zircons sont limpides, pointus à aciculaires. Il existe également des zircons fumés. Il y en a peu dans la fraction supérieure à 160 µm, et énormément dans celle inférieure. Ces zircons sont tous très riches en inclusions (apatite en baguettes, inclusions bulleuses, opaques). Certains présentent des cœurs totalement opaques et on ne voit pas au travers. Ils montrent également de nombreuses cassures.
Enclaves de rhyolite-microgranite noires à phénocristaux de feldspaths (éch. 38.1J)	<ul style="list-style-type: none"> - pyrite à 90% - chalcopryrite - minéraux blancs laiteux : feldspaths - quartz fumé - barytine - TiO₂ 	Les zircons sont abondants et frais, rosés à incolore. Les cœurs opaques sont fréquents au centre des grains. Certains zircons présentent des zonations concentriques et des inclusions.
Faciès grossier rhyolitique rose-verdâtre à phénocristaux de quartz et feldspaths (éch. 15.1B)	<ul style="list-style-type: none"> - pyrites - éclats abondants de minéraux tabulaires et clivés à 90° : barytine - cuivre rouge et cuivre (feuilles) - galène - Feldspaths (Si-Al-K) à inclusions de TiO₂ - Minéraux verts : Si-Al-Mg-K-Fe riches en K₂O (12%) = céladonites 	Les zircons sont plus roses et plus fumés que ceux des autres échantillons. Les plus gros sont fracturés et cassés. Ils sont très petits et pas beau. Ils montrent de nombreuses inclusions. Des zonations concentriques sont présentes sur un certain nombre de grains ainsi que des cœurs.

Les zircons du faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre fin et orienté (éch. 38.1K) sont limpides ou fumés et automorphes, trapus en majorité. Ils sont tous très riches en inclusions, montrent des cœurs opaques (certains sont totalement opaques) et sont souvent cassés. Ils montrent également des traces d'empreintes minérales sur certaines faces. Les plus abondants sont S6, S7 et S12, zircons de basse à moyenne température. Viennent ensuite S11, S13 et S2, zircons de basse à moyenne température. On trouve également des zircons de type S25 et S24, zircons de haute température (fig. 69 et 70). La majorité de ces zircons sont indexables (83%), les autres ont des formes tordues, montrent des cassures, etc.

Les zircons des enclaves de rhyolite-microgranite noires à phénocristaux de feldspaths (éch. 38.1J) sont légèrement rosés à incolores. Un certain nombre de grains montrent un cœur central visible, parfois des zonations concentriques et des inclusions opaques. Les plus abondants sont de type S6, S2 et S12. Les zircons S25 (trapus et petits) posent ici un problème car ils ne sont pas raccordés de façon visible à la population dominante (fig. 69 et 71). Seuls 56% de ces zircons sont indexables, ce qui pourrait expliquer le non raccordement des deux populations.

Les zircons du faciès grossier rhyolitique rose-verdâtre à phénocristaux de quartz et feldspaths (éch. 15.1B) sont roses et fumés. Ils sont peu déterminables car petits et facturés. Des zonations concentriques sont présentes sur un certain nombre de grains, ainsi que des cœurs hérités et des inclusions. Les plus abondants sont de type S6, S7 et S12. On retrouve également deux S24 isolés et non reliés à la population dominante (fig. 69 et 72). Peu de zircons sont indexables (36% seulement), le non raccordement à la population dominante est ici encore plus probablement due à l'impossibilité de déterminer les formes de zircons intermédiaires.

Les pourcentages des différents types de zircons définis ont été reportés dans le diagramme de distribution typologique de Pupin (1980) et les indices moyens de température

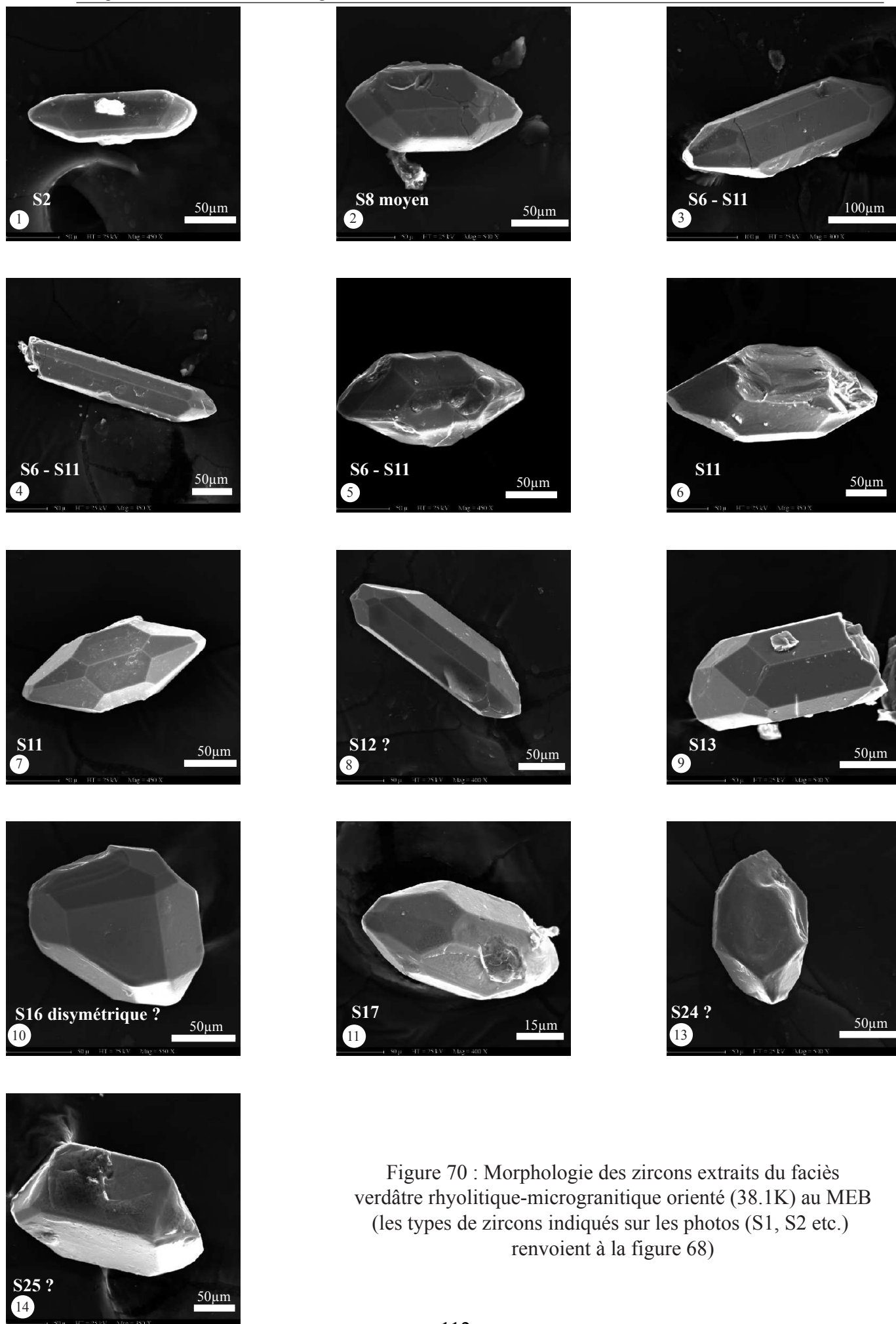


Figure 70 : Morphologie des zircons extraits du faciès verdâtre rhyolitique-microgranitique orienté (38.1K) au MEB (les types de zircons indiqués sur les photos (S1, S2 etc.) renvoient à la figure 68)

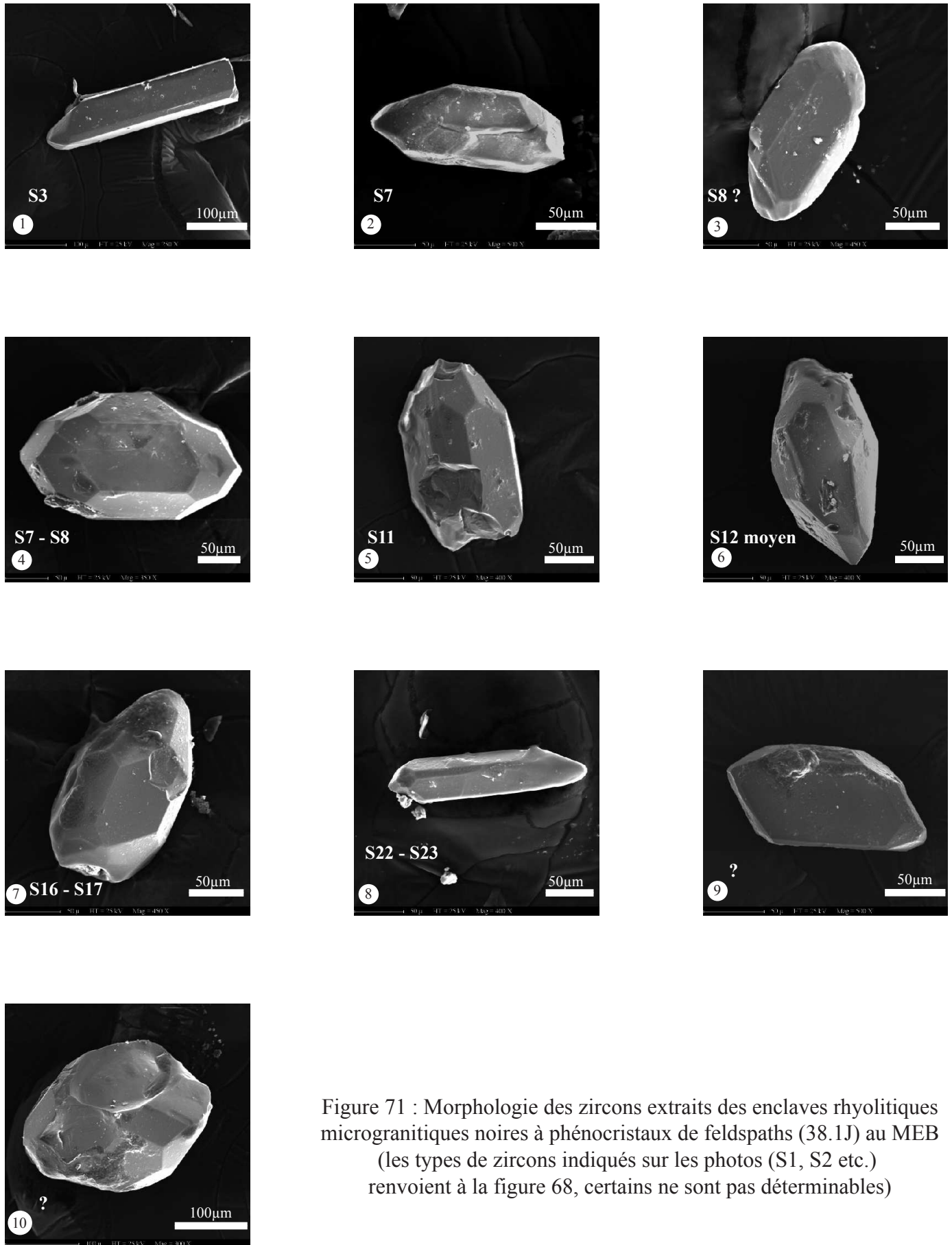


Figure 71 : Morphologie des zircons extraits des enclaves rhyolitiques microgranitiques noires à phénocristaux de feldspaths (38.1J) au MEB (les types de zircons indiqués sur les photos (S1, S2 etc.) renvoient à la figure 68, certains ne sont pas déterminables)

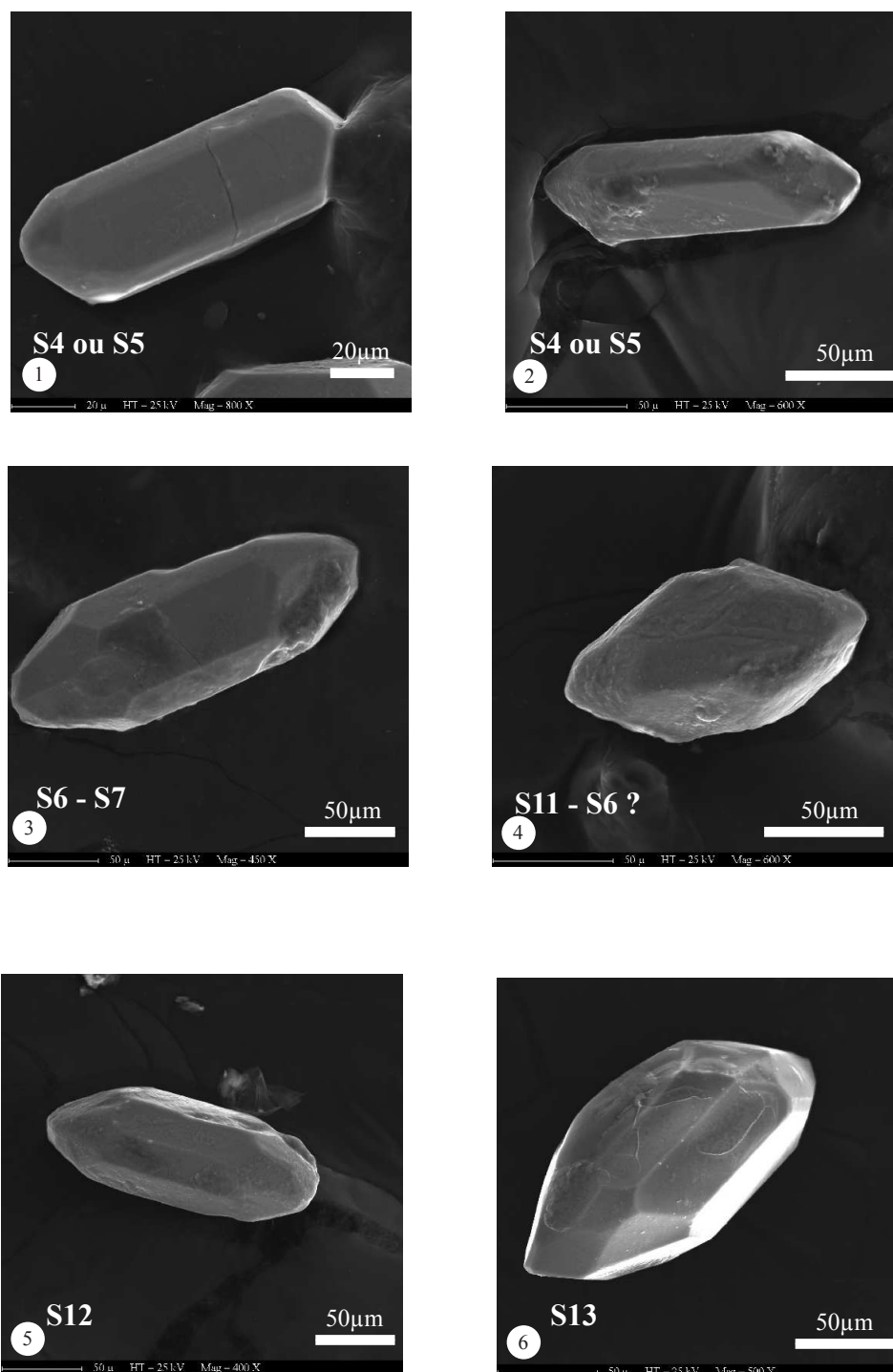


Figure 72 : Morphologie des zircons extraits du faciès grossier rhyolitique rose-verdâtre cataclasé (15.1B) au MEB (les types de zircons indiqués sur les photos (S1, S2 etc.) renvoient à la figure 68)

(I.T) et moyen d'alcalinité (I.A) ont été calculés (fig. 69). Les types de zircons rencontrés sont caractéristiques des roches anatectiques (anatexie crustale sialique). La tendance d'évolution typologique des zircons a été reportée sur la fig. 73. On peut remarquer que la tendance d'évolution du faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre (38.1K) est complète alors qu'elle semble être incomplète pour les échantillons 38.1J et 15.1B, probablement en raison de la non indexation de certains zircons.

Les points moyens des différents faciès ont été également replacés dans le diagramme de classification génétique de Pupin (1980, fig. 74). Les points représentatifs des échantillons 38.1K et 38.1J se situent dans un champ commun à la base des granites d'origine crustale ou principalement crustale et des monzogranites et granodiorites subautochtones. Le point représentatif de l'échantillon 15.1B se situe clairement dans le champ des leucogranites alumineux.

➤ Datation U-Pb sur zircons

D'après les résultats obtenus sur la morphologie des zircons et la typologie de ceux-ci, il semble plus raisonnable de choisir des grains provenant du faciès verdâtre microgranitique orienté (38.1K) pour effectuer la datation. En effet, ce faciès montre l'évolution la plus complète et les zircons y sont très frais et très bien cristallisés. Les zircons ont été triés à la loupe binoculaire afin de mettre de côté ceux à cœurs hérités. Les zircons en baguettes ont été gardés préférentiellement car ce sont les derniers à avoir cristallisé. Les résultats de cette datation ne sont pas encore connus.

a. Les grès

• Données de terrain

Ils se présentent sur le terrain sous forme de blocs métriques à pluricentimétriques (coupe de la Roche Aireau, fig. 25, photos 5 et 6) et sous forme de galets centimétriques (coupe de Millé, fig. 27a). Un bloc de forme ovoïde est très bien individualisé et montre des contours francs dans les schistes gris au Sud de Rochefort-sur-Loire, près du lieu-dit « Clos du Moulin Sainte-Catherine » (fig. 75). D'autres blocs gréseux pluricentimétriques ont été repérés dans les talus de la route Beaulieu-sur-Layon à Faye-d'Anjou au lieu-dit « Mont » (fig. 22).

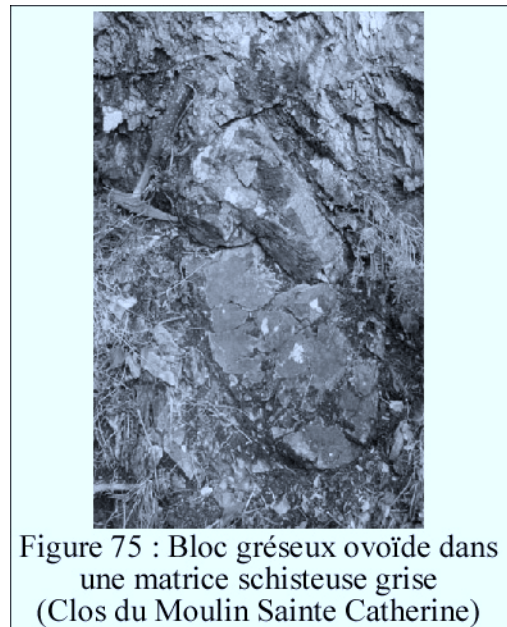
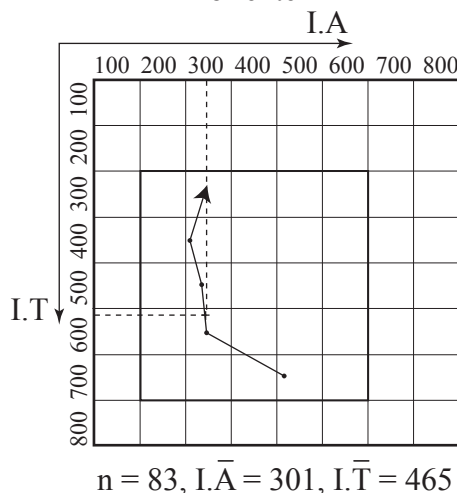


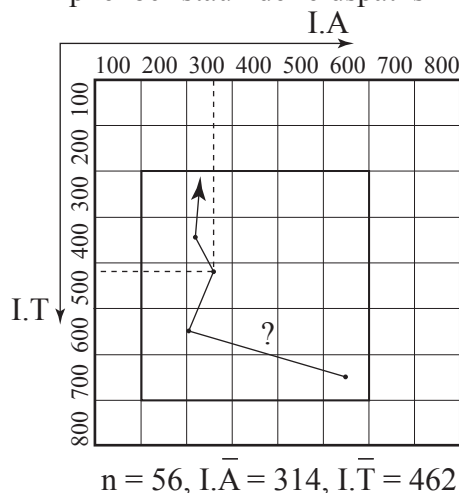
Figure 75 : Bloc gréseux ovoïde dans une matrice schisteuse grise (Clos du Moulin Sainte Catherine)

Il faut noter ici que les blocs de grès ne sont pas toujours aisément déterminables sur le terrain. Ils ne se distinguent en effet en rien de ceux de la matrice dont nous allons discuter dans le paragraphe suivant. La seule façon de les déterminer de façon certaine, c'est d'avoir, à l'affleurement le bloc entouré de la matrice comme celui de la figure 75 présenté ci-dessus.

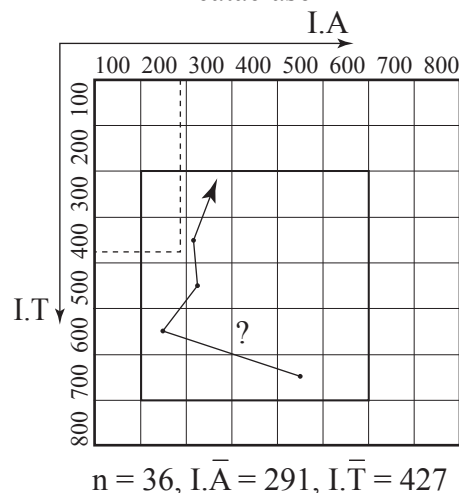
38.1K, Mozé-sur-Louet, faciès verdâtre rhyolitique-microgranitique orienté



38.1J, Mozé-sur-Louet, enclave rhyolitique-microgranitique noire à phénocristaux de feldspaths



15.1B, Mozé-sur-Louet, faciès rhyolitique grossier rose - verdâtre cataclaté



— Courbe de tendance d'évolution typologique

--- Coordonnées des points moyens des populations indexées ($I.\bar{A}$ - $I.\bar{T}$)

Figure 73 : Diagramme de tendance d'évolution typologique pour les différents zircons étudiés, d'après Pupin, 1980

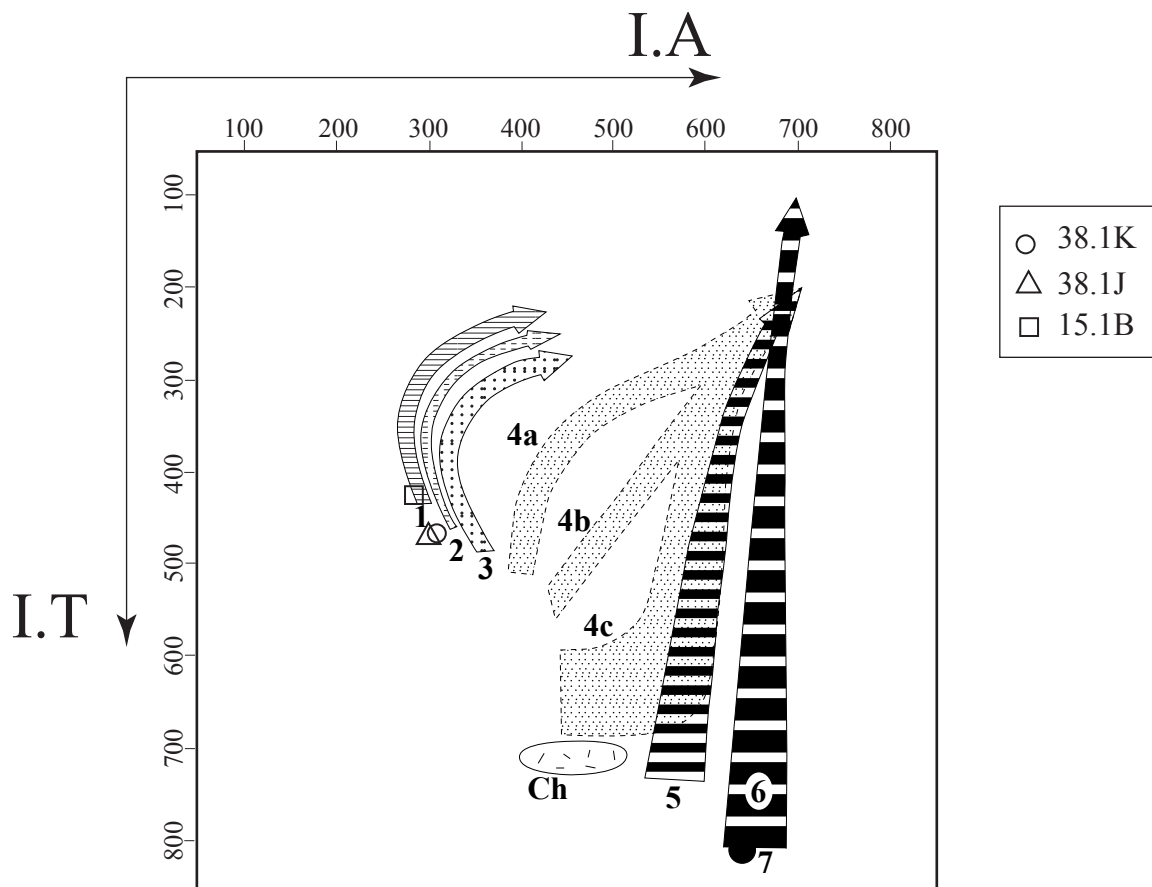


Figure 74 : Position des zircons étudiés dans le diagramme de classification génétique de Pupin, 1980

Granites anatectiques alumineux : 1- leucogranites alumineux, 2- monzogranites et granodiorites autochtones, 3- monzogranites et granodiorites alumineux intrusifs

Granites hybrides (origine crustale et mantellique) : 4a, b, c- granites des séries calco-alcalines, 5- granites des séries sub-alcalines

Granites d'origine mantellique ou principalement mantellique : 6- granites des séries alcalines, 7- granites des séries tholéiitiques

- Pétrographie

Ces blocs sont en général formés de grès très fins, à grains de quartz microscopiques montrant des contours aigus. Ces grains sont bien classés, non jointifs et noyés dans un ciment cryptocristallin siliceux et phylliteux à fuseaux chloriteux. De nombreux filonnets de quartz tardifs n'y sont pas rares.

f. Conclusion

Les différents types de blocs rencontrés dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire ont été décrits dans les paragraphes précédents. Ils présentent une grande variété et diversité tant du point de vue pétrographique que du point de vue chronologique (fig. 76). Leur mode de genèse est également différent, on trouve en effet des blocs d'origine magmatique volcanique à hypovolcanique basiques, acides et intermédiaires et des blocs d'origine sédimentaire détritique terrigène (grès) et carbonatés (calcaires). Leur mode de formation sera discutée dans l'interprétation géodynamique du domaine ligérien qui prendra également en compte la chronologie de mise en place de ces blocs.

Ces blocs de compositions différentes sont par ailleurs cartographiquement très proches (fig. 22 et 23). Cette proximité n'est pas toujours appréciable à l'affleurement en raison de leur taille qui est très variable (du centimètre au kilomètre). Quelques coupes permettent malgré tout de pouvoir apprécier à la fois les blocs et leurs relations avec la matrice (coupes de la Roche Aireau, du Liétron et de Millé, fig. 25, 26 et 27a).

II.3.2.3. La matrice

- Données de terrain

La matrice de l'unité à blocs est schisto-gréseuse « de type flysch » (Cavet et al., 1976). Elle est composée presque exclusivement d'argilites et de siltites schistosées contenant des intercalations gréseuses et affleure sporadiquement au sein de l'unité à blocs. Elle est très bien visible sur les coupes présentées précédemment : coupe de la Roche Aireau (fig. 25), coupe du Liétron (fig. 26) et coupe de Millé (fig. 27), mais, comme indiqué précédemment, il est certaines fois difficile de faire la part des blocs et de la matrice sur un même affleurement (coupe du Liétron, fig. 25).

Les schistes présentent des couleurs variables, passant du rouge au vert (p.ex. sur la coupe de la Roche-Aireau, fig. 25). Ils peuvent également prendre une couleur beige-marron ou grise. Ces variations de couleurs sont, comme indiqué précédemment, vraisemblablement dues à l'altération superficielle. De rares affleurements schisteux conservent une couleur noire probablement primaire (p. ex., coupe du Liétron (fig. 26), schistes de la Crolaye (Nord de Rieux, fig. 23). Les faciès formés lors de coulées boueuses (« pebbly-mudstone ») ont conservé une matrice de couleur noire.

Les grès sont de couleur beige en majorité, mais certains affleurements présentent aussi des couleurs verdâtres (p. ex. grès affleurant au NW de Denée, sur les bords de l'étang, à proximité de la RD 132, fig. 22) ou rougeâtres (p. ex. grès des Roches au NE de Denée, fig. 22). Ils affleurent soit sous forme de bancs réguliers alternant avec des schistes (carrière de La Vallée au NW de Joué-sur-Erdre, fig. 21 et fig. 77, photo 1), ou bien sous forme de bancs ayant plus ou moins glissés les uns sur les autres de façon synsédimentaire (« slump ») alternant avec des schistes sériciteux (carrière de La Vallée au NW de Joué-sur-Erdre, fig. 77, photo 2).

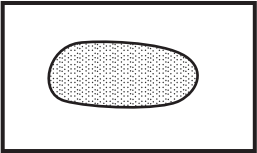
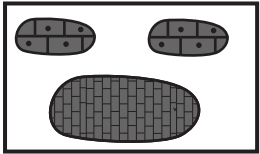
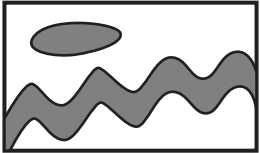
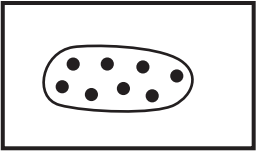
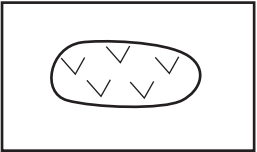
	Composition des blocs	Mode de genèse	Age
	Grès	Sédimentaire détritique terrigène	non déterminé
	Calcaires monogéniques, conglomérats à galets calcaires et conglomérats polygéniques	Sédimentaire carbonatée	Calcaires de Denée : Pridoli (conodontes) et Praguien (Tentaculites), calcaire du Liétron : Dévonien inf. (Brachiopodes), conglomérats calcaires : Emsien-Givétien (Algues)
	Phtanites	Sédimentaire chimique	Llandovery (graptolites)
	Volcanites basiques et tufs associés	Magmatique volcanique à hypovolcanique basique	Age Rb/Sr sur roche totale : fini-silurien à Ingrandes (400+- 24 Ma)
	Rhyolites, rhyolite-microgranites et tufs associés	Magmatique volcanique à hypovolcanique acide	Cambrien ? Age Rb/Sr sur roche totale : Dévonien supérieur (350+-13Ma)

Figure 76 : La sous-unité à blocs de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire : pétrographie, âges et mode de mise en place

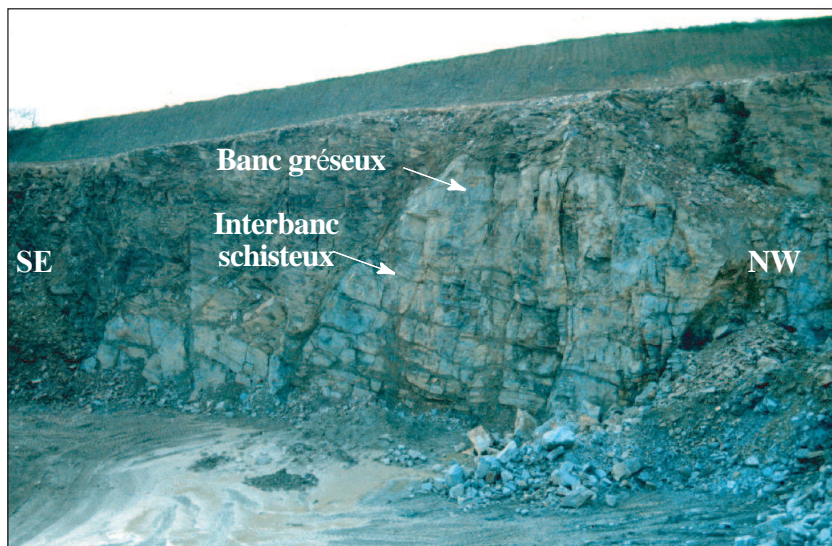


Photo 1 : Alternance régulière de bancs gréseux et d'interbancs schisteux (Carrière de la Vallée, NW de Joué-sur-Erdre)

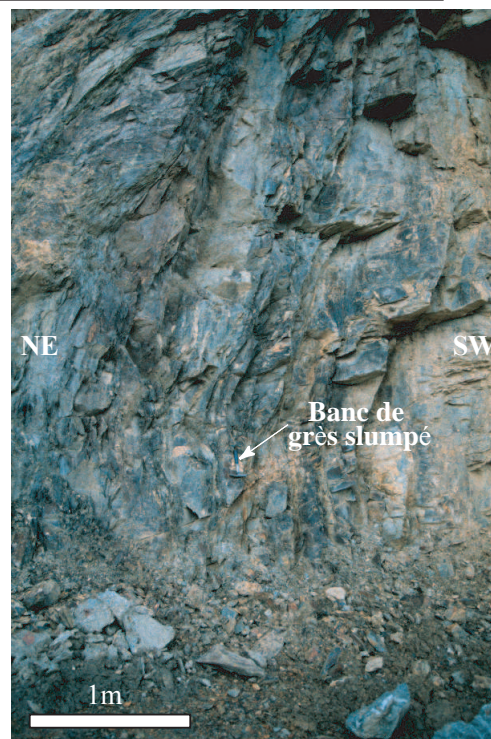


Photo 2 : Banc de grès slumpé alternant avec des interbancs schisteux (carrière de la Vallée, NW de Joué-sur-Erdre)

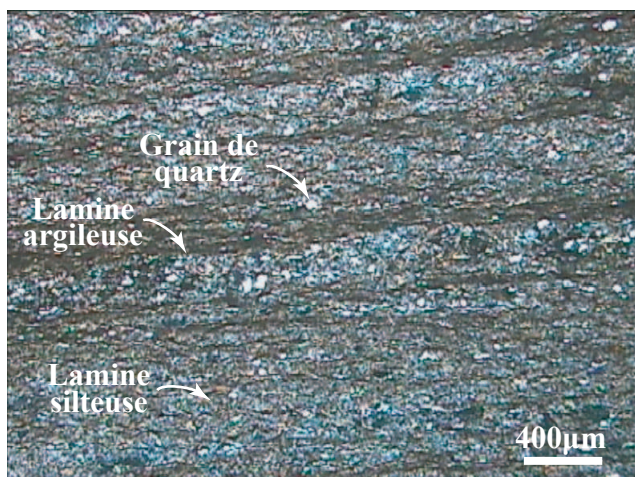


Photo 3 : Siltite laminée en LPA (Le Vau, 1km au S de la Roche Aireau, l.m. 23.4D)

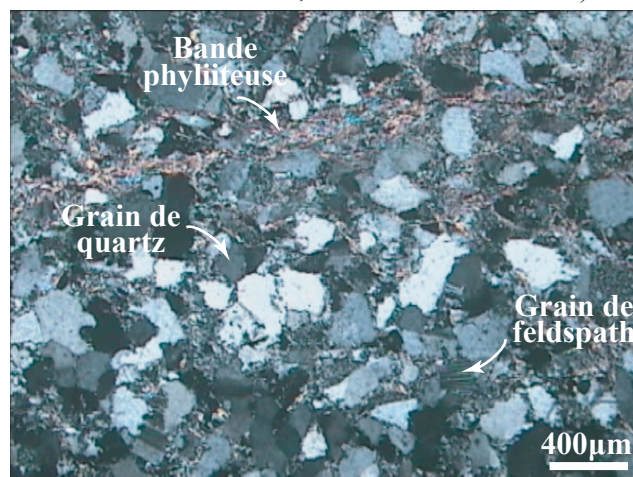


Photo 4 : Sub-arkose en LPA (Ancienne gare de Cheillé, 1 km au S de Faye-d'Anjou, l.m. 14.1B)

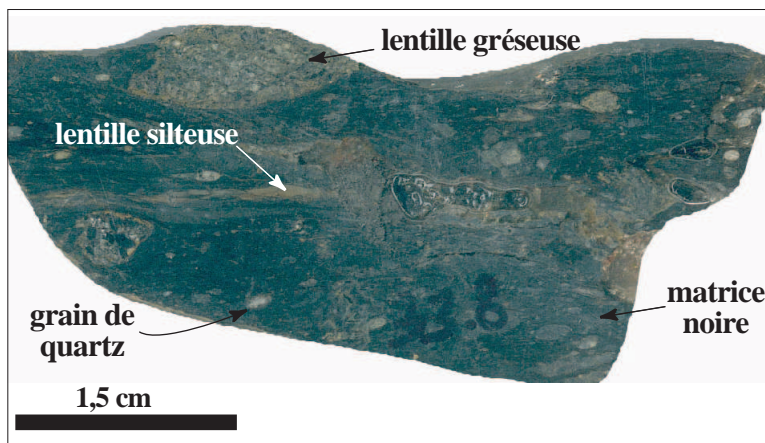


Photo 5 : Aspect macroscopique des pebbly-mudstone du Liétron (éch. 33.8)

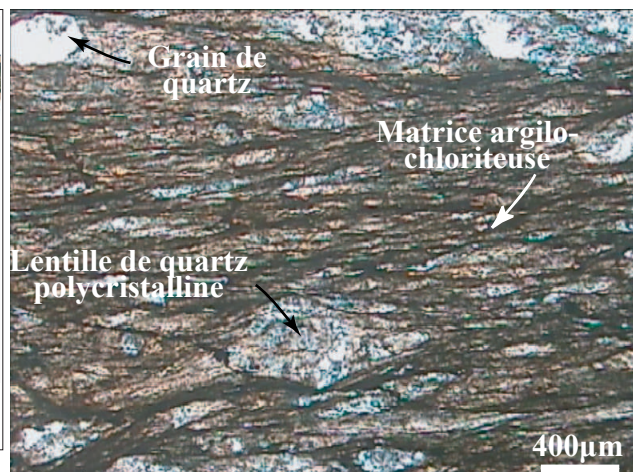


Photo 6 : Pebbly-mudstone en LPA (Millé, l.m. 7.3)

Figure 77 : La matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire : données de terrain et pétrographie.

- Pétrographie

- Les schistes

Ce sont des argilites ou des siltites fines à grossières. Ces roches peuvent contenir des cristaux de quartz microscopiques en proportions variables ainsi que des paillettes micacées (muscovite et chlorite). Certaines siltites sont laminées (fig. 77, photo 3).

- Les grès

Ce sont principalement des sub-arkoses contenant des cristaux de quartz microscopiques à contours aigus, anguleux à sub-anguleux, et plus ou moins « dentelés », et à cristaux microscopiques de feldspaths plagioclases. Ces grains ne sont pas jointifs. Certains cristaux plagioclasiques montrent une macle en échiquier caractéristique d'une albitisation secondaire. Des minéraux opaques « rouillés » sont disséminés dans toute la roche. Ces faciès contiennent également des minéraux phylliteux (muscovites et chlorites) en bandes plus ou moins continues (fig. 77, photo 4). Ces phyllites se retrouvent sous forme cryptocristalline dans la matrice qui n'est pas très abondante. C'est donc une roche sédimentaire mature à grains bien triés mais peu émousés.

Les faciès gréseux de la matrice se trouvent également sous forme d'arénites quartzeuses fines ou grossières, matures à sub-matures. Des microconglomérats polygéniques ont également été échantillonnés (Talus de la route, virage du Haut Mont, au NW de Faye d'Anjou, éch. 8.5, fig. 22). Ces faciès contiennent des clastes de quartz anguleux, millimétriques à plurimillimétriques, monocristallins et à extinctions onduleuses et peu de cristaux de feldspaths plagioclases. Des fragments de roches sont également présents dans ces microconglomérats, il s'agit de fragments de quartzites à cristaux engrenés, de lithoclastes de shales et de phtanites. La matrice de ce conglomérat est argileuse et carbonatée et des films opaques entourent ses différents constituants. Les grains étant anguleux et non granoclassés, ce sédiment est considéré comme immature.

- Les « pebbly-mudstone »

Comme indiqué sur la coupe du Liétron, les formations schisteuses de la matrice peuvent être de type pebbly-mudstone. Il s'agit alors d'argilites noires dans lesquelles des cristaux de quartz et des lentilles gréseuses et silteuses sont rencontrées (fig. 26, photo 8 et fig. 77, photo 5). Ce faciès a été également reconnu sur la coupe du Liétron (fig. 27 a.). Il s'agit alors d'une formation à galets composée d'une matrice agilo-silteuse gris-noire contenant des lentilles quartzitiques et des grains de quartz (fig. 77 photo 6). Ces roches ont été décrites dans d'autres zones de mélange tel le complexe de McHugh, dans la péninsule de Kenai en Alaska (Kusky et Bradley, 1999).

- Datation

Malgré de nombreuses tentatives de datations par les auteurs précédents, cette matrice n'a jamais livré de macro ou de microfossiles (Pivette, 1978, Dubreuil, 1986). Elle était donc considérée comme azoïque. Nous avons tenté de la dater par recherche et extraction de microfossiles organiques (chitinozoaires, acritarches et miospores). Cette méthode s'est déjà révélée positive dans le bassin méridional d'Ancenis. A. Moreau-Benoit (1987) y a en effet extrait des associations d'acritarches et de chitinozoaires dans une formation réputée azoïque jusqu'alors.

Nous avons donc tout d'abord sélectionné des échantillons qui appartenaient de façon la plus probable à la matrice. Il s'agit d'argilites et de siltites qui présentent des couleurs noires (roches les plus susceptibles de contenir de la matière organique et donc de la microfaune),

mais également des schistes de teintes variables (fig. 78, les principaux caractères macroscopiques des roches analysées figurent dans l'annexe 6). Ces échantillons ont été broyés, puis attaqués par différents acides (acide fluorhydrique en particulier) afin d'en extraire les microfossiles. La méthode d'extraction est rappelée dans l'annexe 7. Ces extractions ont été réalisées en majeure partie à l'Université de Rennes I, au laboratoire de Paléontologie, sous la direction de F. Paris et D. Bernard, mais également au laboratoire de géologie de l'Université Catholique de l'Ouest à Angers (IRFA).

- *Rappel sur les microfossiles que l'on peut rencontrer dans les sédiments marins*

Lorsqu'on procède à l'extraction de microfossiles de sédiments marins peu ou non métamorphiques, différents microfossiles organiques peuvent apparaître. Ce sont des chitinozoaires, des scolécodontes, de grosses spores, des restes de tissus végétaux... (fraction supérieure à 53µm), et des palynomorphes de faibles dimensions, petits acritarches et spores (dans le filtrat, fraction inférieure à 53µm).

Les **chitinozoaires** : ce sont des microfossiles de nature et de classification incertaine, de taille variable (50 à 1500µm), en forme de bouteilles ou de vases normalement fermés par un bouchon. Ils n'ont pas la composition de la chitine telle qu'on la connaît actuellement chez les arthropodes par exemple, mais possèdent une paroi organique. Ce sont des microfossiles à distribution de type pélagique. On les trouve de l'Ordovicien inférieur au Dévonien terminal.

Les **acritarches** sont des organismes microscopiques (5 à 200µm), de classification incertaine (protistes). Ce sont probablement des figures d'enkystement jusqu'au Trias et ils pourraient correspondre vraisemblablement aux ancêtres des dinoflagellés actuels. Leur forme est généralement sphérique et porte des épines fourchues, parfois anastomosées. On les trouve dans les sédiments marins mais certaines formes sont dulçaquicoles. Leur répartition stratigraphique va du Précambrien à l'actuel avec une grande abondance à l'Ordovicien, au Silurien et au Dévonien.

Les **scolécodontes** sont des pièces de maxillaires d'annélides. Ils ne sont pas bien calibrés au plan chronostratigraphique, mais ce sont de bons indicateurs de milieu. Ils ressemblent aux conodontes.

Les **miospores** sont des organes provenant d'un végétal et permettant la dissémination et la reproduction asexuée de celui-ci. La détermination des spores est basée principalement sur leurs tailles et leurs ornements.

- *Quelques généralités sur les miospores (Renault-Miskovsky et Petzold, 1992)*

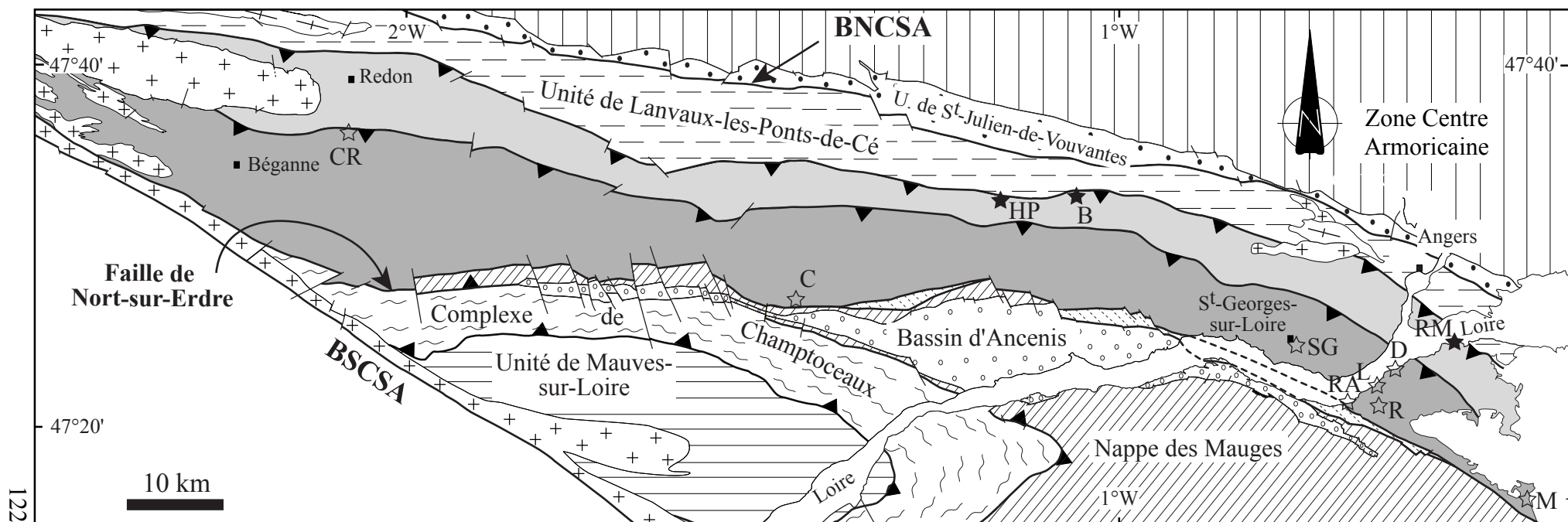
Répartition : Les miospores à signe trilète sont connues depuis l'Ordovicien supérieur, elles ont permis la reproduction des premiers végétaux terrestres. Elles étaient d'abord toutes semblables, puis se sont différenciées en micro- et macrospores. On les rencontre encore actuellement, elles participent à la reproduction de certains végétaux actuels comme les thallophytes (algues), les bryophytes (mousses, hépatiques) et les ptéridophytes (fougères, prêles et lycopodées).

Morphologie : La morphologie d'une spore est basée sur la forme de l'aperture qui représente l'ouverture germinative de la spore, cette aperture peut porter (fig. 79a.) :

- une marque trilète,
- une marque monolète,
- les spores sans aperture sont appelées alètes.

Cette marque permet de définir l'axe de symétrie de la spore par rapport à deux pôles principaux :

- le pôle proximal du côté de la marque,
- le pôle distal de l'autre côté.



Unité de St-Georges-sur-Loire

Unité à blocs

■ Olistostrome dévonien moyen à blocs exotiques

Unité sans blocs

■ Unité schisto-gréseuse (Ordovicien inf. à Silurien inf. ?)

Echantillons attaqués pour l'extraction de microfossiles organiques

- | | |
|---|---|
| ☆C La Chatellière (éch. 42.1) | ☆M Coupe de Millé (éch. 7.3) |
| ☆CR La Crolaye (éch. 41.16) | ☆R Clos du Moulin Ste-Catherine (éch. 43.4) |
| ☆D NW de Denée (éch. 19.3A) | ☆RA Coupe de la Roche Aireau (éch. 44.1B) |
| ☆L Coupe du Liétron (éch. 19.4B et 33.8) | ☆SG Déviation de Saint-Georges-sur-Loire (éch. 28.2B) |
| ★B Beauveau, RD 923, buttes 1 et 2 (éch. 35.6 et COM16) | |
| ★RMLa Roche de Murs (éch. 21.3B) | |
| ★HP Les Hautes Places (éch. 36.3) | |

Figure 78 : Localisation des échantillons attaqués pour l'extraction de microfossiles organiques (modifiée d'après Cartier et al., 2001)

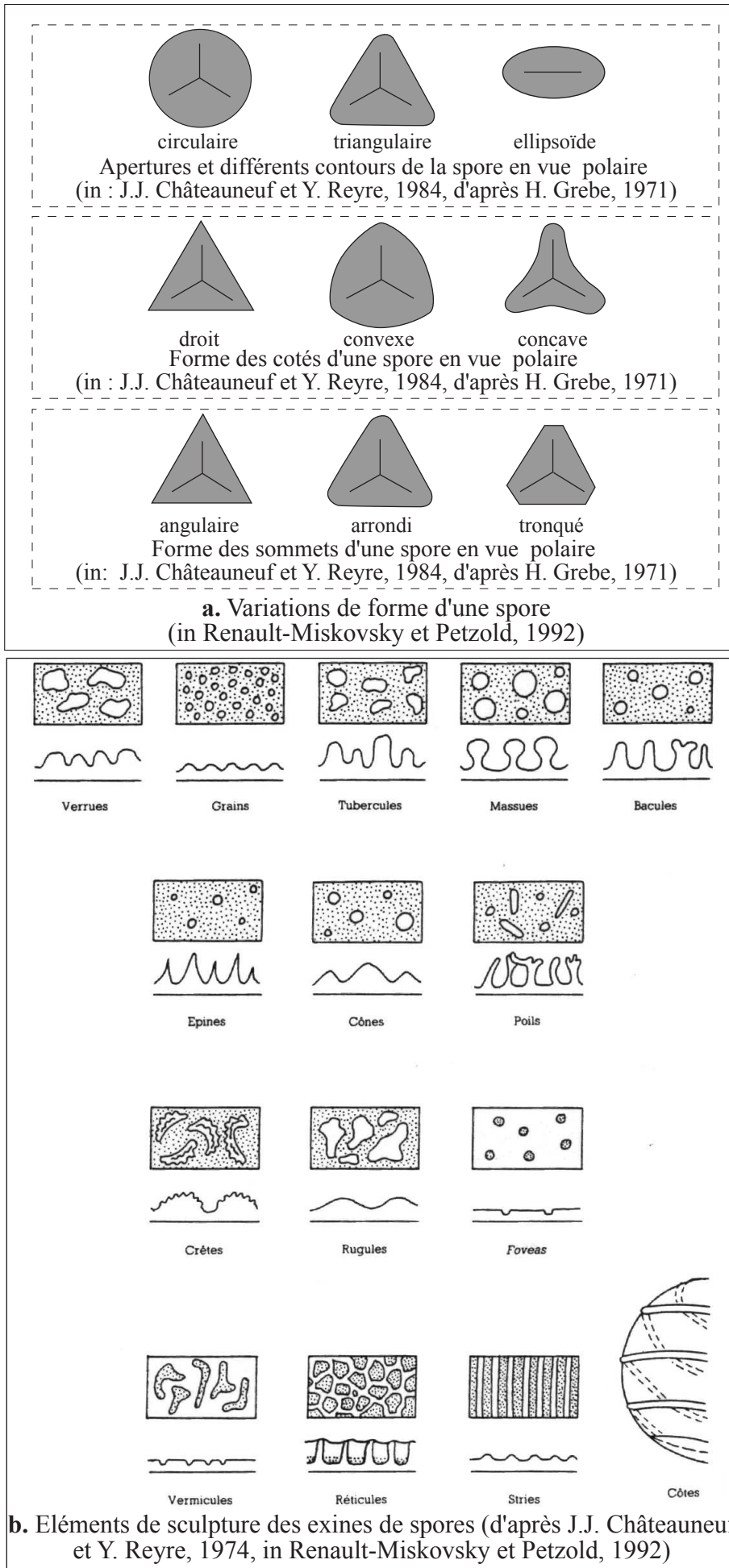


Figure 79 : Morphologie et ornementation des spores

La taille des spores a varié au cours des temps géologiques, tout comme leurs formes (fig. 79a.).

Les spores sont entourées d'une enveloppe microlamellaire à trois couches :

- l'intine, couche interne cellulosique qui ne se conserve pas lors de la fossilisation,
- l'exine, couche externe, est double et formée de l'endoexine et exoexine. Elle peut-être lisse ou porter des éléments d'ornementation. Les principales ornementsations rencontrées chez les spores sont exposées sur la figure 79b.

Dispersion : La dissémination des spores se fait essentiellement dans l'eau pour les algues, elle peut aussi être assurée par le vent, elle peut également se faire grâce à la combinaison du vent et de l'eau.

- *Résultats des extractions réalisées sur les échantillons de la matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire*

Neuf échantillons de roches argileuses à silteuses, appartenant le plus vraisemblablement possible à la matrice de l'unité à blocs, ont été broyés et attaqués pour l'extraction de microfossiles organiques (annexe 6). Ces roches présentent en général une schistosité marquée et ont subi un métamorphisme épizonal. Elles se prêtent donc à l'extraction de microfossiles organiques, mais nous sommes ici en limite de méthode, à la fois à cause de la déformation et du métamorphisme qui détériorent les micro-organismes fossiles. L'attaque de ces roches n'a donc pas pu se pratiquer « en routine » et différents acides ont dû être utilisés afin de nettoyer le plus correctement possible la fraction à trier pour une étude en lame mince ou au Microscope Electronique à Balayage (MEB, Annexe 6). La localisation des échantillons traités est indiquée sur la figure 78. Les caractéristiques de chacun de ces échantillons sont rappelées dans le tableau ci-après :

Localité échantillonnée	Description de l'échantillon	Observations
Ech 19.3A : NW de Denée, dans le chemin NS situé à proximité de l'étang traversé par la RD132	Schistes gris-verts, à niveaux brunâtres entre les plans de schistosité. Ces niveaux correspondent vraisemblablement à la trace de S ₀ composée d'anciens lits calcaires ou d'anciens lits pyriteux.	Echantillon très contaminé avec des grains de pollen actuels (pin). Quelques petits fragments noirs mais peu de matière organique (MO) fossile. Ech. NEGATIF.
Ech 19.4B : Coupe du Liéron, chemin d'accès au Louet entre les vignes et la propriété du Liéron (fig. 26)	Schistes très noirs, très schistosés et linéés. Peut-être quelques éléments faisant penser à des traces de microfossiles organiques à la binoculaire.	Formes ressemblant à des fragments organiques bien noirs. Fragments de chitinozoaires ? Ech. A RETRAITER.
Ech 7.3 : Coupe au Sud de Millé, en bordure de la N748 (fig. 27)	Pebbly-mudstone contenant des cristaux de quartz et des lentilles gréseuses et silteuses. Echantillon présente beaucoup de traces d'oxydes de fer sur les plans de schistosité.	Echantillon présente de la chlorite en grande quantité. Pas de restes organiques. Ech. NEGATIF.
Ech 33.8 : Liéron, sur les rives du Louet, après l'escarpement calcaire (fig. 26)	Pebbly-mudstone = pélites schistosées grises-noires à clastes (fragments de quartz et lithoclastes gréseux). Echantillon schistosé et surfaces de schistosité soyeuses, déformation importante mais des zones peu déformées existent. Présence de veines à remplissage de quartz (entre les plans de Sx ou sécants?)	Graphite présent en grande quantité. Restes de minéraux non attaqués (phosphates?). Beaucoup de minéraux transparents aciculaires. Présence de MO floconneuse indéterminée et non organisée. Au MEB, des morceaux mimant des fragments de spore ou panse de chitinozoaire ont été observés. Après examen au MEB, il s'agit en fait de graphite. Présence de MO organisée mais corrodée et de MO amorphe. Ech. A RETRAITER.
Ech 43.4 : Clos du Moulin Sainte Catherine, Sud de Rochefort-sur-Loire (RD106), matrice du bloc ovoïde gréseux (fig. 79)	Schistes gris altérés, linéés. Pas de clastes visibles macroscopiquement. Cassure franchement noire.	De nombreuses spores cassées, craquelées, de couleur brune sont présentes. Présence de morceaux de trachéides (bois)? Ech. POSITIF.

Ech 42.1 : La Chatellière, NE de Nort-sur-Erdre	Echantillon schistosé de couleur beige avec une linéation d'allongement marquée par les quartz gris. Gros moellons de quartz et cristaux de quartz existent dans les plans de débit.	Présence de cristaux de pyrites oxydés, de zircons et de paillettes de micas en grande quantité. Pas de fragments organiques. Ech. NEGATIF.
Ech. 44.1B : Matrice du bloc phtanitique de la Roche Aireau (fig. 25, photo 1)	Schistes grisâtres pouvant contenir quelques grains millimétriques de quartz et des restes de phtanitiques noirs. Traces de circulation d'oxydes de fer sur certains plans de Sx.	Présence de bitume graphitisé en quantités importantes qui a voyagé dans une roche réservoir. Pas de fragments organiques organisés. Ech. NEGATIF.
Ech. 28.2B : Déviation de Saint-Georges-sur-Loire (S-SE de Saint-Georges-sur-Loire)	Schistes grisâtres très fins, soyeux au touché. Pas de cristaux visibles. Beaucoup d'oxydes de fer sur les plans de Sx.	Présence de quelques petits fragments graphiteux. Pas de fragments organiques. Ech. NEGATIF.
Ech. 41.16 : La Crolaye (N de Rieux)	Schistes noirs fins (argilites). Certains montrent des galets centimétriques gréseux donc type pebbly mudstone typique de la matrice. Niveaux quartzeux intercalés dans Sx. Traces beiges d'altération sur les plans de Sx, mais cassure bien noire.	Quelques formes à contours rectilignes ont été reconnues dans la fraction > à 53µm ainsi qu'une grosse forme avec une craquelure au milieu, donc fragments de chitinozoaires possibles. Ech. A RETRAITER.

Sur l'ensemble des neuf échantillons attaqués, un seul s'est révélé positif (Clos du Moulin Sainte-Catherine, éch. 43.4), trois échantillons présentent des restes de matière organique corrodée ou des restes probables de microfossiles cassés et méritent d'être ré-échantillonnés et retraités en réalisant une attaque à l'acide nitrique ou acide nitrique fumant moins forte (éch. 49.4B, 33.8 et 41.16). Les cinq autres échantillons se sont révélés négatifs (19.3A, 7.3, 42.1, 44.1B, 28.2B).

- *Echantillons de la matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire observés en lame mince et au MEB*

Deux échantillons ont été observés au MEB. Le MEB est le seul outil permettant l'observation et la détermination des microfossiles extraits des échantillons de matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire, vu l'état de conservation, la taille et l'opacité de ces microfossiles. Les déterminations ont été réalisées par F. Paris.

- Observation au MEB de l'échantillon 33.8 : pebbly-mudstone du Liétron

Cet échantillon présente des formes arrondies à la loupe binoculaire et en microscopie optique. Ces formes pourraient correspondre à des spores ou des panses de chitinozoaires. Cette hypothèse peut-être rejetée à la lumière d'une observation au MEB. Ces formes rondes sont en fait composées de graphite. Aucune ambiguïté n'est possible car le graphite, à la différence des parois organiques, présente un aspect feuilleté (fig. 80a., photo 1a).

Des fragments de matière organique corrodée non déterminables sont également présents dans cet échantillon (fig. 80a., photo 2a). La présence de ces fragments est encourageante, une attaque moins forte à l'acide nitrique ou à l'acide nitrique fumant ainsi qu'un nouvel échantillonnage permettraient peut-être d'obtenir des restes organiques exploitables.

- Observation en lame mince et au MEB de l'échantillon 43.4 : matrice du bloc ovoïde de gréseux du Clos du Moulin Sainte-Catherine

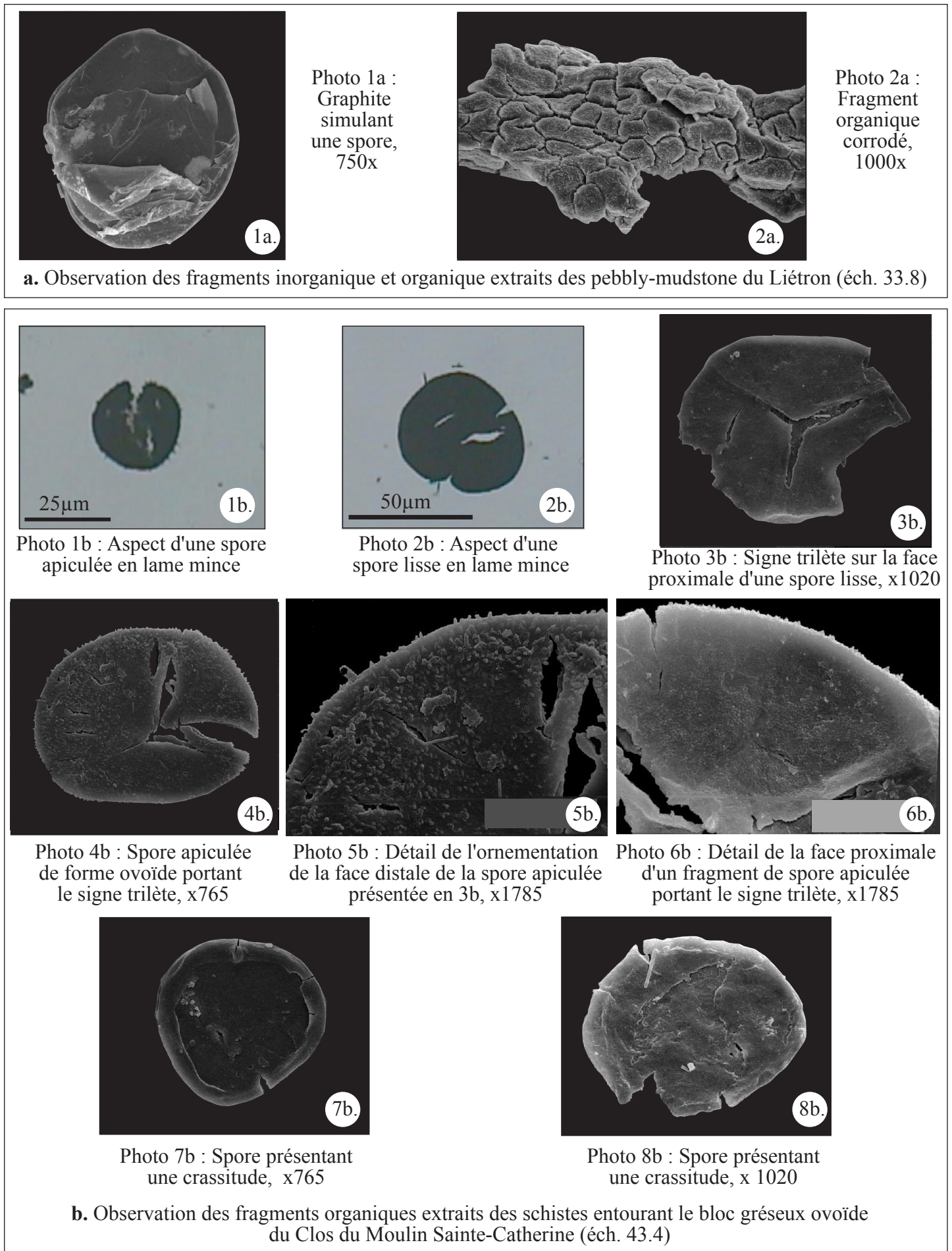


Figure 80 : Observations en lame mince et au MEB des fragments organiques et non-organiques extraits des échantillons de matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (éch. 33.8 et 43.4)

Cet échantillon récolté autour du bloc gréseux ovoï de au Sud de Rochefort-sur-Loire (fig. 75) contient des restes organiques, spores et fragments de tissus végétaux. Les spores ont été extraites en nombre. Elles sont de formes arrondies à ovoï des lorsqu'elles sont entières (une grande partie de ces spores sont cassées) et fréquemment craquelées. En lame mince, elles ne sont pas totalement sombres, mais de couleur bistre après attaque à l'acide nitrique fumant. Elles n'ont donc pas été soumises à un métamorphisme très important. Plusieurs formes sont déterminables en lame mince. Il s'agit de spores apiculées de petite taille d'une part (25µm en moyenne, photo 1b, fig. 80b.), montrant des épines sur leurs pourtours et de spores plus grosses et plus simples lisses d'autre part (50µm en moyenne, photo 2b, fig. 80b.).

Au MEB, ces spores sont totalement aplaties. Certaines sont déchirées et d'autres montrent des craquelures caractéristiques de la matière organique métamorphisée. Leurs faces proximales portent le signe trilète (photo 3b, fig. 80b.). Leurs faces distales sont en majorité lisses, mais certaines portent une ornementation. Les spores ovoï des peuvent atteindre des tailles plus considérables que celles indiquées précédemment (observation en lame mince). La photo 4b (fig. 80b.) montre une spore apiculée ovoï de de 58µm de longueur sur 46µm de large. Différentes formes ont pu être déterminées présentant des caractères différents :

- des spores apiculées portant des épines sur leurs faces distales (photos 4b et 5b, fig. 80b.) ainsi que le signe trilète sur leurs faces proximales (les apicules apparaissent alors sur les pourtours de la spore, photo 6b, fig. 80b.),
- des spores montrant des crassitudes, c'est à dire des épaississements de parois externes (photo 7b et 8b, fig. 80b.),
- des spores totalement lisses (photo 3b, fig. 80b.),
- des spores présentant des ornementations microgranuleuses sur leurs parois externes (photos 1 et 2, fig. 81),
- des spores à ornementation fovéolée (reliefs en creux sur les parois de la spore, photos 3 et 4, fig. 81, Fovea ?).

A ces spores sont associés des fragments ligneux avec des trachéides (photo 5, fig. 81).

La coexistence de ces fragments de bois fossile et des spores ainsi que l'absence de chitinozoaires indiquerait la proximité du continent, voire un milieu continental ?. La présence simultanée de formes lisses et apiculées indique que ces spores ne sont pas remaniées.

L'âge de cette association spores – fragments de bois n'est pas encore bien calé stratigraphiquement. Les photos des spores ont été transmises à M. Philippe Steemans, de l'Université de Liège. Il indique que ces spores ne sont pas facilement déterminables et qu'il est difficile d'être affirmatif. Un premier examen lui permet toutefois de donner les informations suivantes :

- certaines spores sont déterminables : photo 3b (fig. 80) : *Retusotrilletes* sp. ; photos 4b. et 5b. (fig. 80) : face distale ornée ? ? ? ; photo 6b (fig. 80) : un bout de marque trilète et l'amorce d'un « *curvaturae* » semblent avoir été vus par P. Steemans. Aire de contact lisse. Très probablement un *Apiculiretusispora* sp., photo 7b (fig. 80) : *Laevolancis divellomedia*, photo 8b (fig. 82) : ?*Laevolancis plicata*.
- Les formes de la figure 81 ne sont pas déterminables.

P. Steemans pense, sous réserve, qu'on se dirige vers du Ludlow à Lochkovien, voire Praguien. Des recherches complémentaires pour affiner ses premières déterminations sont actuellement en cours.

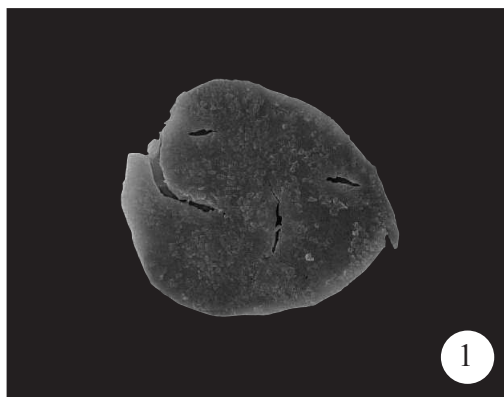


Photo 1 : Spore présentant une ornementation microgranuleuse à sa surface, x 765

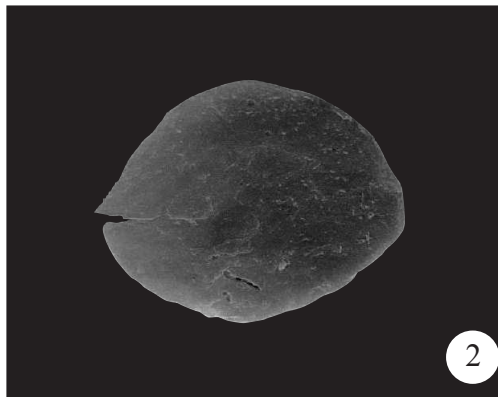


Photo 2 : Surface d'une spore présentant une ornementation microgranuleuse fine (moins de 0,5µm) , x 1020

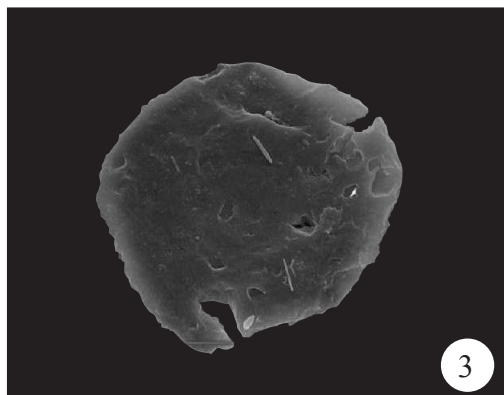


Photo 3 : Spore favéolée montrant des reliefs en creux à sa surface, x 1020

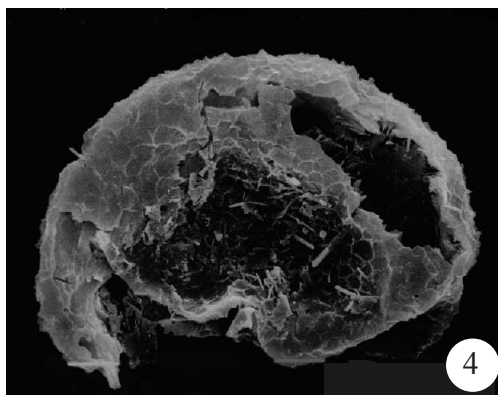


Photo 4 : Spore fovéolée à surface comme *Dictyotriletes* ?, x 1020

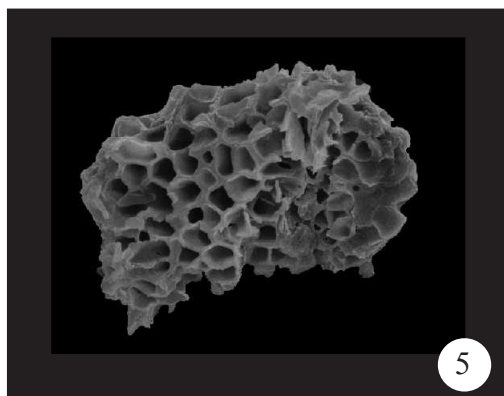


Photo 5 : Fragment de trachéide ? en coupe, x 765

Figure 81 : Observations au MEB des fragments organiques extraits des schistes entourant le bloc gréseux ovoïde du Clos du Moulin Sainte-Catherine (éch. 43.4)

- *Age de la matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire*

L'âge de la matrice n'est pas encore fixé de façon certaine. Des contraintes de plus en plus précises existent néanmoins :

- les blocs les plus jeunes contenus par cette matrice sont les blocs de calcaire conglomératiques datés du Dévonien moyen à la Roche Aireau et au Moulin Bachelot (Emsien-Givétien, Vachard, 1993, 1994). L'âge de cette matrice est donc postérieur au Dévonien moyen,
- les microfossiles obtenus dans l'échantillon du clos du Moulin Sainte-Catherine (spores et fragments de bois fossile) sont, sous réserve, Ludlow à Lochkovien, voir Praguien ; donc Silurien supérieur-Dévonien inférieur probable.

A la lumière de ces informations, il semble que l'âge probable de la matrice obtenu par P. Steemans avec les associations de spores soit plus vieux que celui attendu, déterminé grâce aux datations préexistantes (conglomérats de la Roche Aireau et du Moulin Bachelot, Vachard, 1993, 1994). On peut donc se poser les questions suivantes :

- est-ce que les âges probables obtenus par P. Steemans vont pouvoir être affinés et peuvent-ils être rajeunis ?
- est-ce que l'échantillon récolté au Clos du Moulin Sainte-Catherine représente bien la matrice, ne contient-il pas des fragments non discernables à l'œil nu (petits fragments de blocs dans la matrice ?)
- est-ce que l'âge obtenu par Dubreuil et Vachard (1982) et Vachard (1993, 1994) pour les conglomérats de Pont-Barré, de la Roche Aireau et de la Croix Rouge est significatif ? En effet, l'âge Emsien-Givétien comprend à la fois l'Emsien supérieur, l'Eifelien ou le Givétien, cet âge n'est donc pas très précis.

Un calage plus précis doit donc être effectué afin de dater de façon plus rigoureuse cette matrice. Ce calage pourra vraisemblablement être réalisé grâce à l'extraction de nouveaux microfossiles organiques. Nous avons en effet montré que cette matrice contenait de la microfaune et de la microflore, elle ne peut donc plus dorénavant être considérée comme azoïque. De plus, nous avons vu dans le paragraphe précédent que certaines localités échantillonnées méritaient d'être rééchantillonnées et traitées de façon moins agressive car elles contenaient des restes de matière organique fossile non exploitables à l'heure actuelle, mais prometteurs.

II.3.3. Etude structurale

La même déformation réalisée dans des conditions de métamorphisme de basse température (faciès schistes verts) est observée dans l'ensemble de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire, à la fois dans la matrice et dans les blocs. La structure régionale consiste donc en une S_0 ou S_{0-1} , plissée par des plis d'axes N100 à N120 déversés au Nord. Une schistosité NW-SE à pendage sud est également présente et porte une linéation d'allongement minérale N-S à N60°E observée de façon sporadique dans la région étudiée, ainsi qu'une linéation d'intersection-crénulation parallèle aux axes de plis et reconnue dans toute la région (fig. 82, 83 et 84). Cette déformation s'est donc produite alors que l'olistostrome était en déjà formé, donc syn- à post- Dévonien moyen (âge du bloc le plus jeune -conglomérat polygénique à lithoclastes et à matrice quartzo-carbonatée - à s'être mis en place dans l'olistostrome).

Nous pouvons donc distinguer deux événements tectoniques principaux ayant structuré cette unité à blocs (fig. 82, 83 et 84):

- Un événement D1 responsable du plissement de la S_0 par des plis P_1 d'axes moyens N110 déversés au Nord. A ces plis est associée une schistosité S_1 plan axial, repérable uniquement au niveau de leurs charnières et confondue avec la S_0 sur leurs flancs (schistosité notée alors S_{0-1}). S_1 porte une linéation d'allongement minérale (notée L_{algt1}) d'orientation générale N-S.
- Un événement D2 provoquant le microplissement P_2 de S_0 ou S_{0-1} par des plis droits d'axes moyens N110, admettant une schistosité S_2 plan axial. Ces S_2 portent donc des linéations de crénulation L_{c2} et d'intersection-crénulation L_{i-c2} orientées parallèlement aux axes de plis, ainsi que de rares linéations d'allongement minérales (notées L_{algt2}), déterminables uniquement dans les roches les plus compétentes, d'orientation générale E-W à NW-SE.

Les déformations ayant affecté l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire et lui conférant sa structure actuelle vont donc tout d'abord être étudiées au travers des deux coupes de la Roche Aireau et du Liétron, précédemment décrites (II.3.2.1.). Dans un second temps, une étude structurale à l'échelle macro- et microscopique de chacun des blocs reconnus précédemment sera réalisée. Les déformations dans la matrice seront ensuite analysées, et pour finir, une synthèse de toutes ces données sera présentée.

II.3.3.1. Structure dans les coupes caractéristiques de l'unité à blocs

- *Coupe de la Roche Aireau*

Cette coupe, déjà présentée sur le plan pétrographique et sur le plan de l'organisation blocs / matrice dans le paragraphe précédent (II.3.2.1., fig. 25), présente une schistosité S_1 omniprésente, visible dans la matrice schisto-gréseuse rouge/gris-verdâtre. Cette schistosité S_1 , de direction N100 à N140 est généralement peu pentée (de 30 à 60°). Elle est plate au NE dans la partie inférieure de la coupe, près des habitations de la « Roche Aireault », pend ensuite vers le NE jusqu'à une zone aveugle, puis le plongement change, la S_1 pend vers le SW jusqu'à la fin de la coupe (fig. 85). Un petit anticlinal ou bien un accident doit donc exister entre les pendages NE et SW, mais il est masqué à l'affleurement. Les plans de schistosité S_1 portent une linéation de crénulation pénétrative de direction N140-horizontale. Cette crénulation est bien visible en lame mince dans une méta-argilite rouge schistosée (l.m. 43.3B taillée perpendiculairement à la linéation de crénulation et perpendiculairement à la schistosité S_1 , LPNA, photo 5, fig. 85). S_1 est plan axial de plis synschisteux d'axes N110-30 ESE (photo 4, fig. 85). Seules leurs charnières composées par des bancs gréseux centimétriques sont visibles dans la matrice schisteuse. Dans ces charnières, la stratification

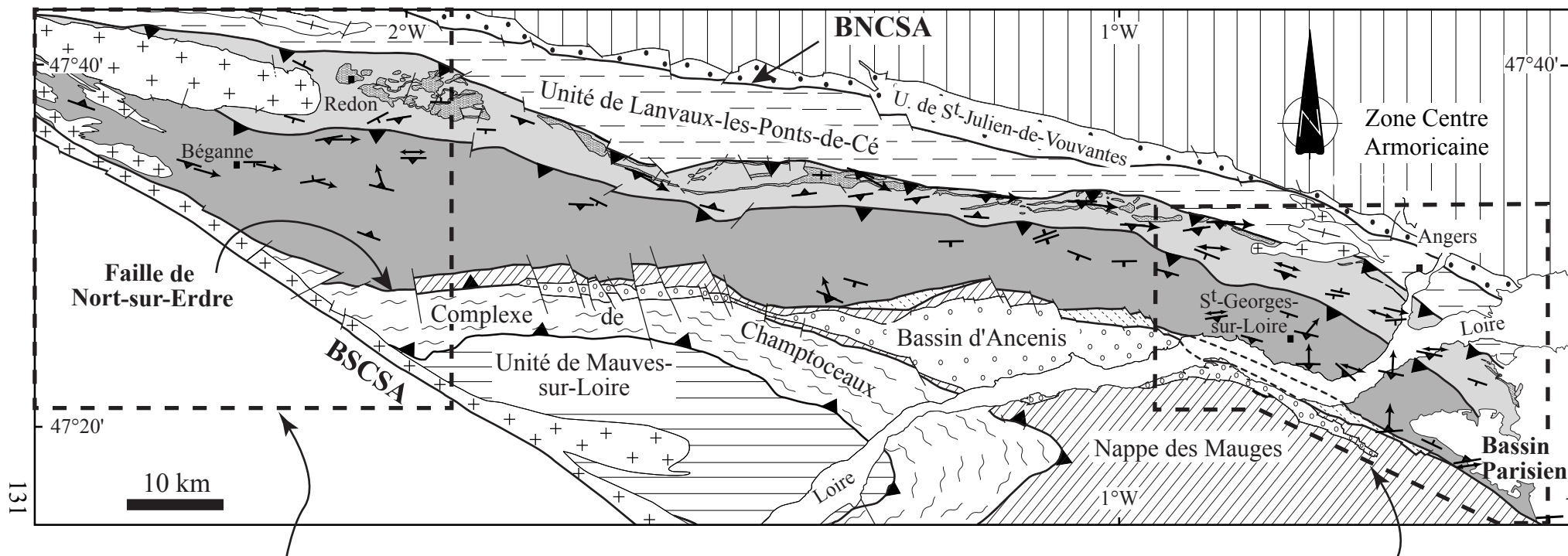



Figure 84


Figure 83

Unité de St-Georges-sur-Loire

Unité à blocs

 Olistostrome dévonien moyen à blocs exotiques

Unité sans blocs

 Unité schisto-gréseuse (Ordovicien inf. à Silurien inf. ?)
g : grès de la forêt d'Ancenis (Caradoc)

 Foliation

 Stratification

 Linéation d'étirement minérale avec indication cinématique

 Linéation de crénulation et axes de plis

Figure 82 : Carte structurale générale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (modifiée d'après Cartier et al., 2001) et localisation des figures 83 et 84

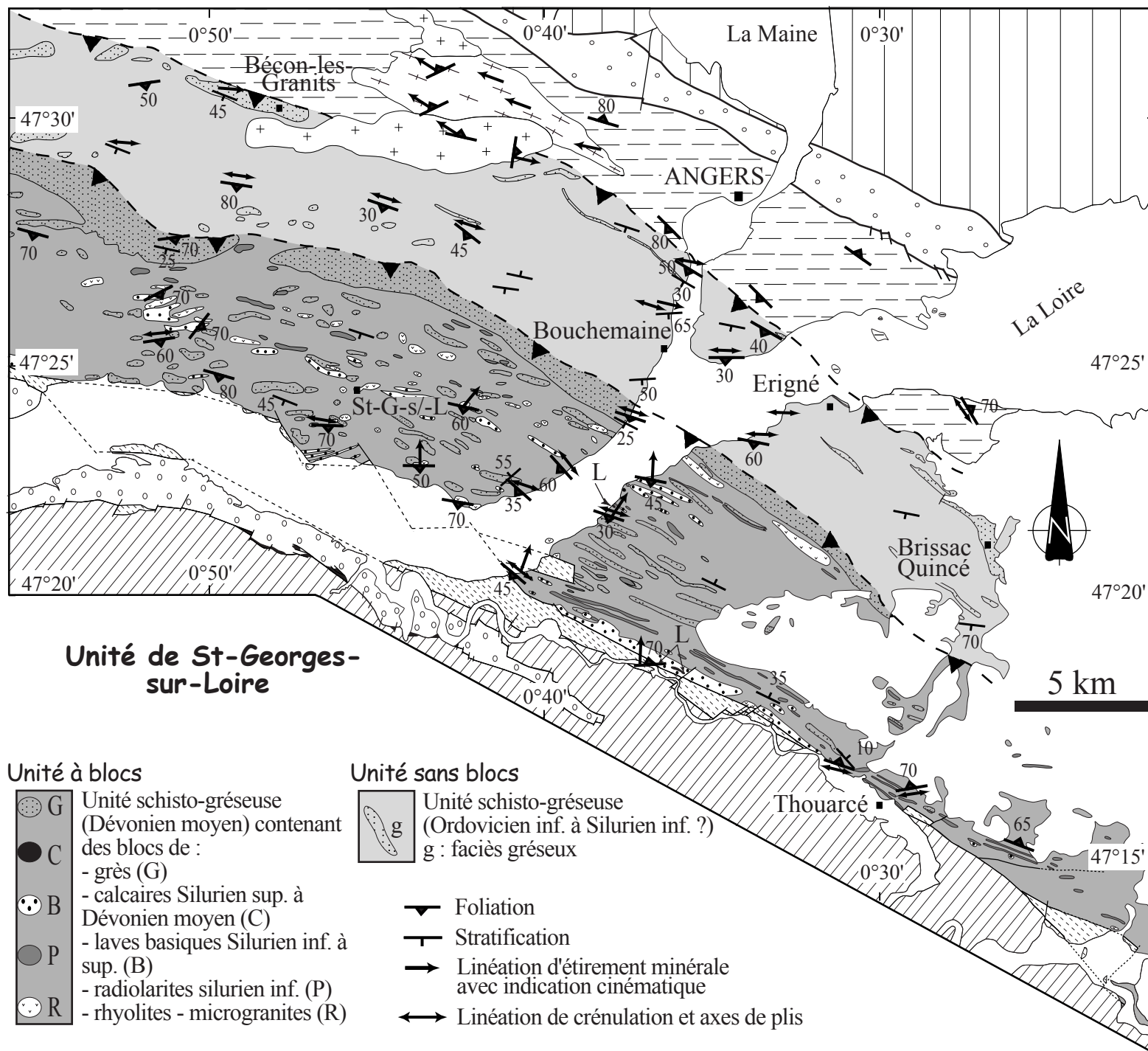
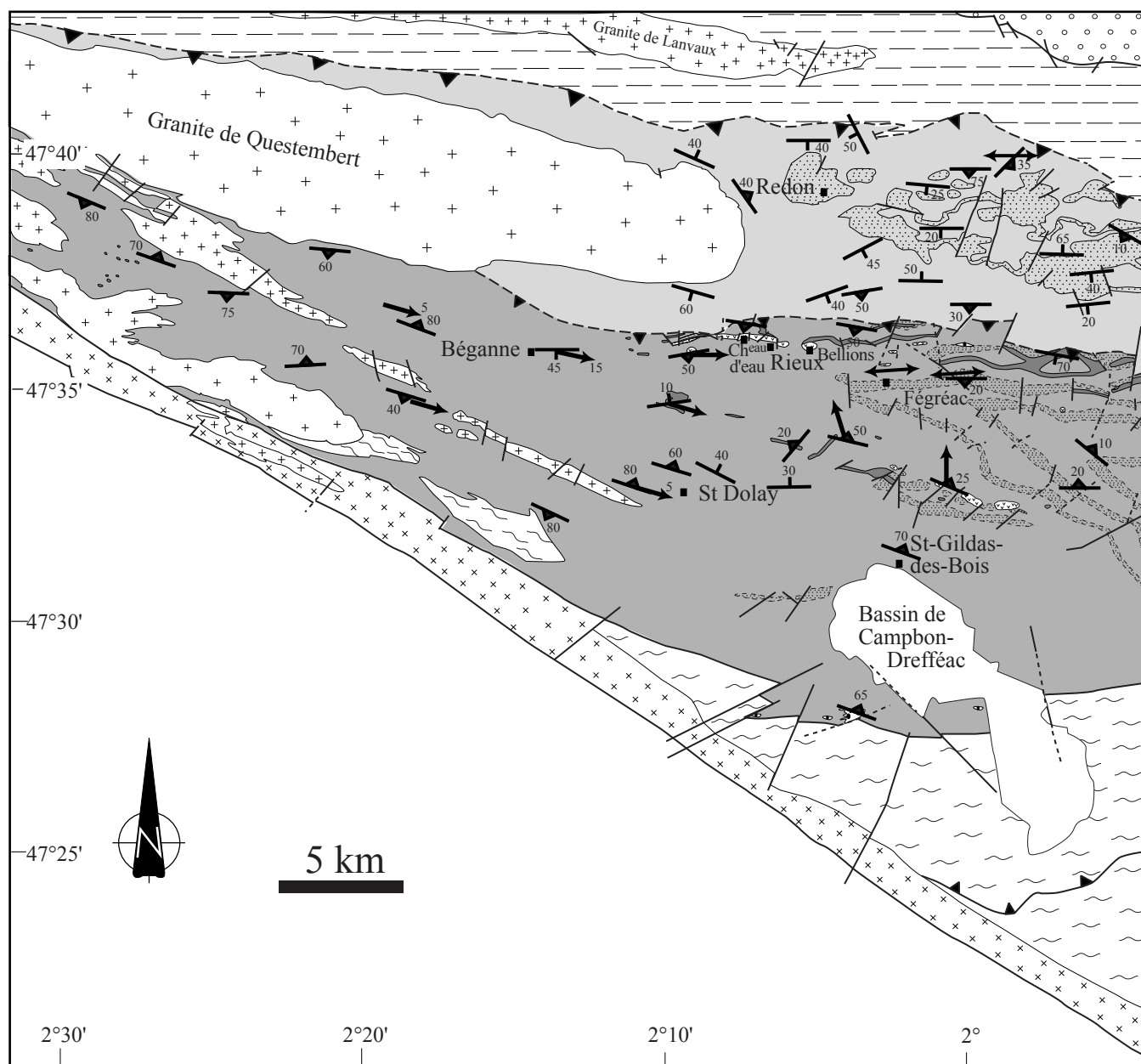


Figure 83 : Carte structurale de la partie orientale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire
(Seuls les blocs les plus gros ont été représentés sur cette carte)



Unité de St-Georges-sur-Loire

Unité à blocs

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> G C B P R | <p>Unité schisto-gréseuse (Dévonien moyen) contenant des blocs de :</p> <ul style="list-style-type: none"> - grès et quartzites séricitiques (G) - calcaires Silurien sup. à Dévonien moyen (C) - laves basiques Silurien inf. à sup. (B) - radiolarites silurien inf. (P) - rhyolites - microgranites (R) |
|---|---|

Unité sans blocs

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> g | <p>Unité schisto-gréseuse (Ordovicien inf. à Silurien inf. ?)</p> <ul style="list-style-type: none"> g : grès de Redon (équivalent des grès de la forêt d'Ancenis, Caradoc) Foliation Stratification Linéation d'étirement minérale avec indication cinématique Linéation de crénulation et axes de plis <p>■ Localités mentionnées dans le texte</p> |
|--|--|

Figure 84 : Carte structurale simplifiée de la partie occidentale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (ré-interprétée d'après les cartes au 1/50000 de Questembert, Redon, Savenay, et nos données de terrain ; la taille de certains blocs a été exagérée)

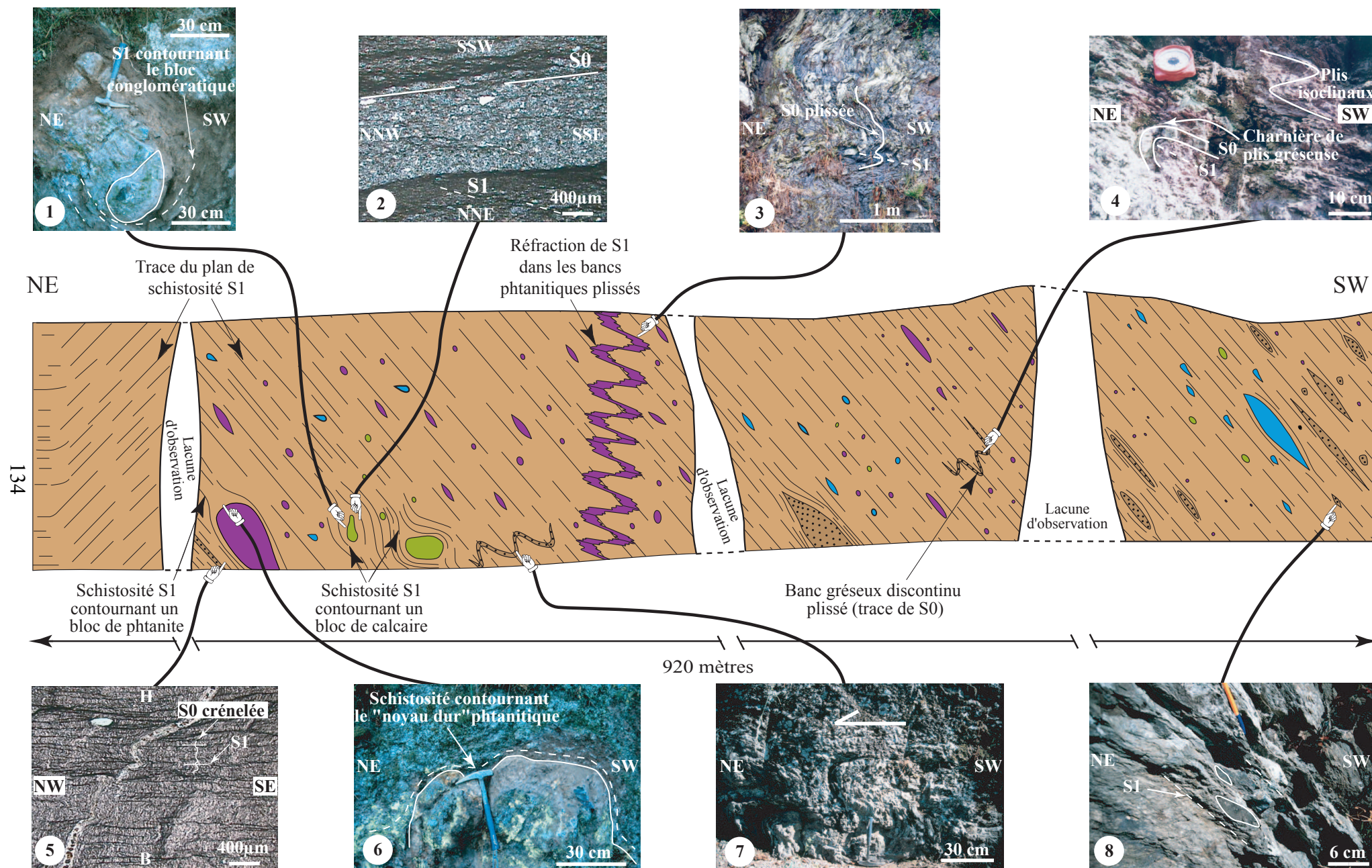


Figure 85 : Structure sur la coupe synthétique de la Roche Aireau
(Les numéros indiqués sur les photos renvoient au texte, les couleurs indiquées sur la coupe renvoient aux différentes lithologies décrites sur la figure 25)

S_0 plissée ainsi que la schistosité S_1 plan axial sont simultanément observables. En effet, S_0 et S_1 font alors un grand angle, c'est pourquoi elles sont bien définissables. En dehors des charnières de plis, S_0 est peu identifiable à l'affleurement, seules les lames minces permettent de la déterminer car les intercalations gréseuses sont souvent d'échelle microscopique (l.m. 43.3G, LPA, photo 2, fig. 85). Des débits en frites sont visibles en différents endroits de cette coupe. Ils sont le résultat de l'intersection de S_0 et S_1 . Un pli pluridécimétrique, bien repérable dans la partie inférieure de l'escarpement au sein des schistes gris-verdâtres, d'axe N130-30ESE, montre un sens de déversement vers le NE (photo 7, fig. 85).

En raison de leur compétence, de leurs formes, et de leurs tailles, les blocs de calcaires, de laves basiques, de grès et certains blocs de phtanites ne sont pas affectés par la schistosité S_1 . Les blocs conglomératiques ovoïdes du chemin de la Roche Aireau par exemple (photos 7a et 7b, fig. 25) ne présentent en effet aucune déformation à l'échelle macro- et microscopique (photos 4 et 5c, fig. 28). Ces blocs se comportent alors comme des « noyaux durs » autour desquels la schistosité S_1 tourne (photos 1 et 6, fig. 85). Les blocs de taille plus modestes (lentilles pluricentimétriques) sont allongés dans la schistosité S_1 (p. ex. nodules gréseux, photo 8, fig. 85). Plusieurs bancs centimétriques de phtanite, à stratification préservée, sont plissés verticalement par des plis d'axes N130 (photo 3, fig. 85). Ces plis synschisteux sont anisopaques, ils présentent des charnières épaissies et des flancs amincis. La schistosité S_1 est plan axial de ces plis et est réfractée en raison de la dureté des bancs phtanitiques (fig. 85) et devient donc sub-horizontale dans les charnières des plis (fig. 85).

- Coupe du Liétron

Cette coupe, tout comme celle de la Roche Aireau a tout d'abord été décrite sur le plan pétrographique ((II.3.2.1., fig. 26). Comme sur la coupe précédente, la schistosité de direction N110 à N140 plongeant faiblement vers le SW de 30 à 50 degrés prédomine (fig. 86). Elle porte une linéation d'allongement minérale L_{algt1} de direction N50 à N60°E peu exprimée. Elle est surtout marquée dans les schistes rouges argileux, sous la barre calcaire (bloc 3e, fig. 86) et sur les plans d'anisotropie rencontrés dans l'escarpement calcaire (bloc 3d, fig. 86). La schistosité prédominante dans les blocs 1 et 2 de composition volcanique basique et acide peut-être dénommée S_1 , alors qu'elle sera appelée S_{0-1} dans le bloc 3 et dans la matrice, car les plans de stratification S_0 sont confondus avec les plans de schistosité S_1 (fig. 86). Une linéation de crénulation très pénétrative L_{c2} N130 à N140 est également portée par les plans de schistosité. Cette linéation est surtout visible dans les schistes rouges argileux (bloc 3 et dans les métarhyolites du bloc 2 (fig. 86). La linéation d'allongement minérale L_{algt1} étant crénelée, elle est donc antérieure à la linéation de crénulation L_{c2} (fig. 86).

Les différents blocs mono ou polyolithologiques déterminés sur la coupe ainsi que la matrice ont donc subi une déformation similaire. La déformation est cependant plus marquée à la périphérie des blocs qu'au cœur de ceux-ci. Par exemple, dans le bloc 1 (fig. 86), la schistosité S_1 est bien plus visible sur un échantillon récolté à la périphérie du bloc qui se débite facilement en plaquettes centimétriques suivant S_1 (photo 1, fig. 86), que sur un autre échantillon plus massif à l'affleurement récolté au cœur du bloc (photo 1, fig. 26). La schistosité S_1 est alors marquée par l'alignement des micas et des baguettes d'ilménite (photo 1, fig. 86). Une zone broyée est également visible sur cette coupe au sein du bloc 2 (fig. 86).

Des lames minces de roches ont été réalisées dans chacun des blocs déterminés précédemment ainsi que dans la matrice afin d'y déterminer des sens de déplacement microscopiques (fig. 86). Ces lames minces ont été taillées perpendiculairement à S_1 ou S_{0-1} et parallèlement à la linéation d'allongement minérale L_{algt1} N50-60°E reconnue en différents points de cette coupe. L'orientation des lames minces est rappelée sur chacun des échantillons macroscopiques analysés (fig. 86).

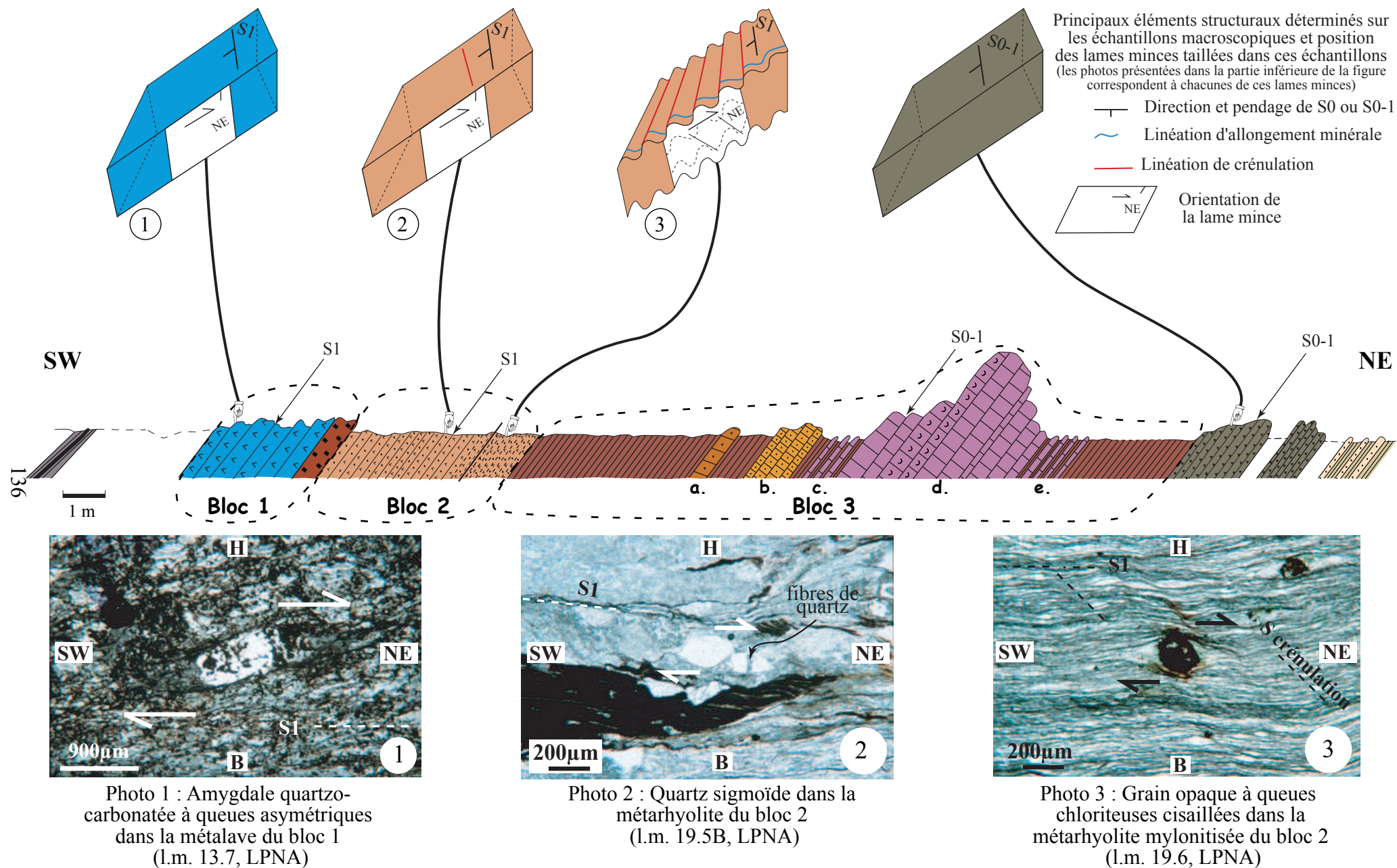


Figure 86 : Structures et microstructures observées sur la coupe synthétique du Liétron
(Les couleurs renvoient aux différentes lithologies décrites sur la figure 26)

- *Dans le bloc 1* : une lame mince a été taillée dans l'échantillon situé à la périphérie du bloc et présentant une S_1 plus marquée (photo 1, fig. 86). La S_1 y est matérialisée par l'alignement des baguettes d'ilménite et des amygdales remplies de microcristaux de calcite et de quartz présentent des queues chloriteuses asymétriques impliquant un déplacement de la partie supérieure de l'amygdale vers le NE (photo 1, fig. 86).

- *Dans le bloc 2* :

Un premier couple de lames minces a été réalisée dans la métarhyolite située au SW de la zone broyée (fig. 86). Une lame mince a été taillée parallèlement à la linéation de crénulation L_{c2} (N140). Une seconde lame mince a été coupée perpendiculairement à cette crénulation, donc dans la direction N50, direction de la linéation d'allongement reconnue sur d'autres échantillons de la coupe. Etant donné la difficulté d'appréciation de l'allongement des grains dans les deux sections perpendiculaires, nous avons réalisé des mesures de grand axe et petit axe des cristaux de quartz et des minéraux ferro-magnésiens opacifiés (biotites) afin de déterminer le rapport $R = L / l$ permettant d'apprécier la forme des grains. Nous avons pu constater que le rapport de forme des grains étant plus élevé d'environ 15% dans la lame coupée parallèlement à la direction N50 que dans la lame taillée parallèlement à la linéation de crénulation L_{c2} N140, nous concluons que la direction N50 représente donc bien la direction d'allongement maximum des grains dans l'échantillon de métarhyolite. Dans cette lame mince coupée parallèlement au N50 et perpendiculairement à la S_1 , nous avons pu déterminer par ailleurs des sens de mouvements. La photo 2, fig. 86 montre la S_1 soulignée par des bandes plus ou moins continues de muscovite et de biotite ainsi qu'un grain de quartz sigmoïde indiquant un mouvement de sa partie supérieure vers le NE. Par ailleurs, dans cette même lame, des quartz allongés et fracturés dans la S_{0-1} présentent des fibres quartzo-philliteuses recristallisées entre les fragments de quartz, parallèlement à la S_1 . Ces fibres ne sont pas observables dans la lame taillée parallèlement à la linéation de crénulation L_{c2} (photo 2, fig. 86).

Après une zone broyée, une métarhyolite mylonitisée présentant à la fois la S_1 crénelée de façon remarquable sur l'échantillon macroscopique (surface enveloppe de S_1 orientée N140-45 SW) ainsi que la linéation minérale d'allongement L_{algt1} N50 a été échantillonnée (fig. 86). Dans la lame mince taillée perpendiculairement à la S_1 et parallèlement à la linéation d'allongement minérale L_{algt1} , des critères permettant de déterminer les sens de déplacement sont déterminables. Il s'agit de chlorites en fuseau ou bien de granules d'opaques à queues de chlorites cisailées avec un déplacement de la partie supérieure vers le NE (photo 3, fig. 86). Ces critères sont repris par la schistosité de crénulation (photo 3, fig. 86).

- *Dans le bloc 3* :

Seuls les échantillons de roches calcaires ont été étudiés d'un point de vue microstructural. Macroscopiquement, ces échantillons calcaires présentent une S_{0-1} orientée N110-50SSW portant une linéation d'allongement minérale orientée L_{algt1} N50. En lame mince, seule la S_{0-1} est remarquable, marquée par l'alternance des zones biomicritiques et des zones sparitiques (photo 7, fig. 28), mais aucun sens de déplacement n'est déterminable. Une étude des déformations intracristallines de la calcite sera donc détaillée par la suite afin de tenter de déterminer ces sens de déplacement (cf. II.3.3.2.b.).

- *Dans la matrice* :

Les plans de schistosité sont bien marqués (fig. 86), mais les linéations décrites sur les roches précédentes ne sont pas visibles. En lame mince, les grès montrent des grains de quartz à contours anguleux, à extinction onduleuse, mais les critères de déformation y sont ambigus et difficilement interprétables.

II.3.3.2. Structures dans les blocs

Cinq types de blocs de compositions différentes ont été reconnus (cf. II.3.2.2.). Suivant leurs lithologies, ces blocs ont enregistré les déformations de façons différentes. Ce fait a déjà été mis en évidence sur les coupes présentées précédemment (II.3.3.1, la Roche Aireau et le Liétron). En raison de leur dureté, les blocs mafiques par exemple sont généralement moins déformés que les blocs gréseux ou les blocs carbonatés. La taille des blocs ainsi que leurs formes doit également être prise en compte. La coupe du Liétron nous a permis de mettre en évidence les déformations reconnues dans les blocs ainsi que dans la matrice (fig. 86). Ces déformations sont semblables dans les blocs et la matrice et peu de traces de déformations précoces dans les blocs ont pu être déterminées.

a. Les phtanites

La structure des blocs de phtanites va être abordée sur le plan macroscopique uniquement. Ces blocs sont, comme nous l'avons évoqué auparavant sur la coupe de la Roche Aireau (fig. 85), déformés de façon différente en fonction de leurs modes de gisement. Ils sont exempts de déformation lorsqu'ils forment des blocs ou des galets massifs (fig. 87, photo 1a) ou bien présentent une stratification S_0 héritée (marquée par l'alternance de bancs bien individualisés centimétriques à pluricentimétriques) généralement confondue avec la schistosité S_1 régionale dans les lentilles métriques (p. ex. coupe de Millé, photo 2a, fig. 87). Cette S_0 peut être plissée de façon synschisteuse et présenter une S_1 plan axial réfractée dans les niveaux phtanitiques compétents (coupe de la Roche Aireau, photo 3, fig. 85). Dans la carrière des Buttes située au NW de Saint-Georges-sur-Loire (fig. 22), le bloc phtanitique se compose d'une succession de bancs centimétriques à pluricentimétriques plissés. La surface de ces bancs constitue les plans de stratification S_0 originels plissés par des plis droits à isoclinaux. Ces plis ont déjà été reconnus par Diot (1980) alors que la carrière était plus démonstrative. Les axes de ces plis sont différents de ceux rencontrés régionalement, ils vont de $N105^\circ E$ à $N5-10^\circ$ (Diot, 1980 et photo. 1b, fig. 87). Ils sont considérés comme synsédimentaires, formés à la faveur de glissements gravitaires. Des glissements bancs sur bancs au niveau des charnières de plis ont été en effet constatés dans la carrière des Buttes par Diot (1980). D'autre part, dans la tranchée du Moulin Bachelot (fig. 22), Diot (1980) a également remarqué des lits de phtanites plissés à axes « anormaux » surmontés par un lit de phtanite non déformé (dessin 2b, fig. 87, Diot, 1980). Cette remarque confirme donc l'existence d'une déformation synsédimentaire anté-déformation régionale et syn- à anté-déformation du bloc phtanitique.

b. Les calcaires

Les blocs calcaires sont localisés uniquement dans la partie orientale du bassin de Saint-Georges-sur-Loire et sont peu nombreux (cf. II.3.2.2.b.). La déformation dans ces calcaires va être abordée sur des critères macroscopiques de terrain, microstructuraux par étude de lames minces et intracristallins grâce à une étude par goniométrie de texture sur les cristaux de calcite.

- Critères macrostructuraux

Nous avons distingué sur le terrain différents faciès de blocs à composante carbonatée. Tout comme les blocs phtanitiques, certains blocs calcaires sont intensément déformés alors que d'autres sont exempts de déformation.

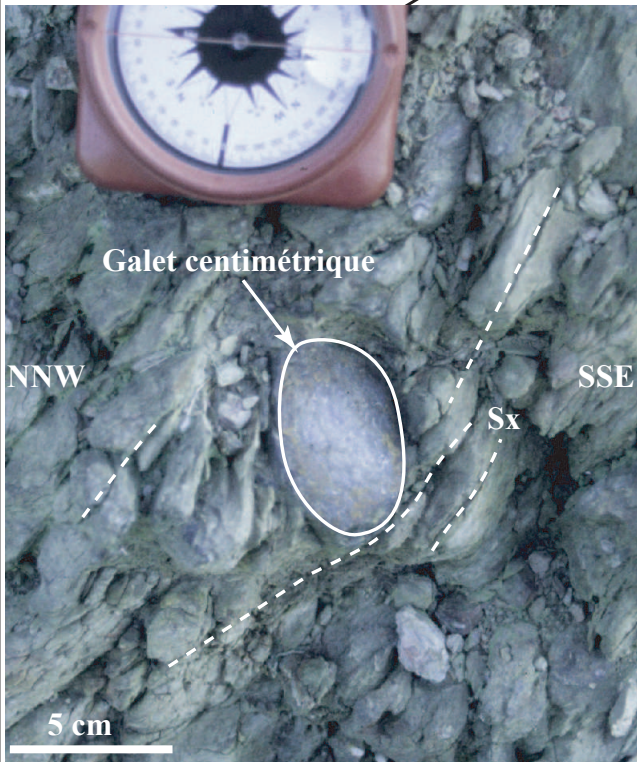
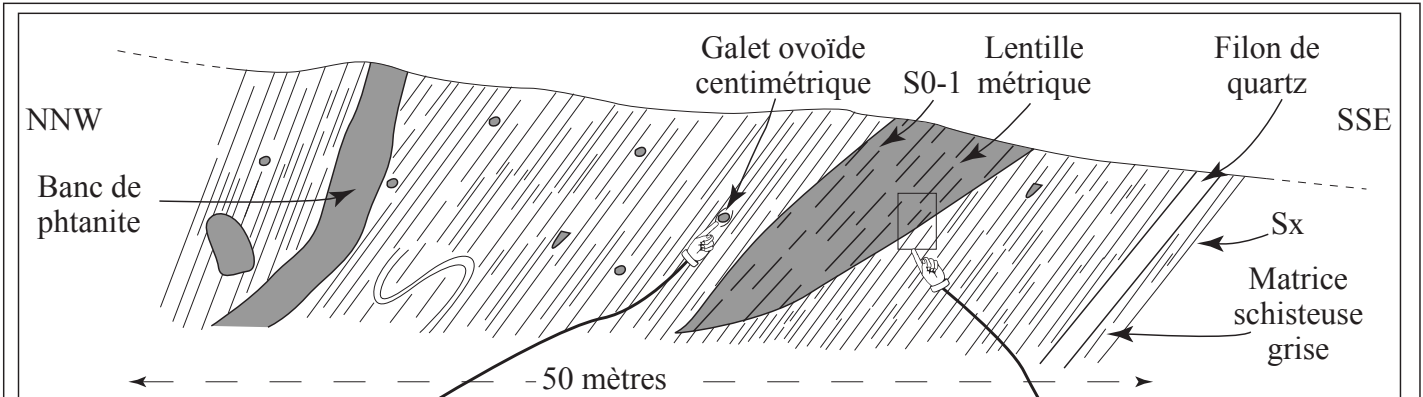


Photo 1a : Galet centimétrique exempt de déformation. La schistosité bien développée dans la matrice pélitique contourne le galet.

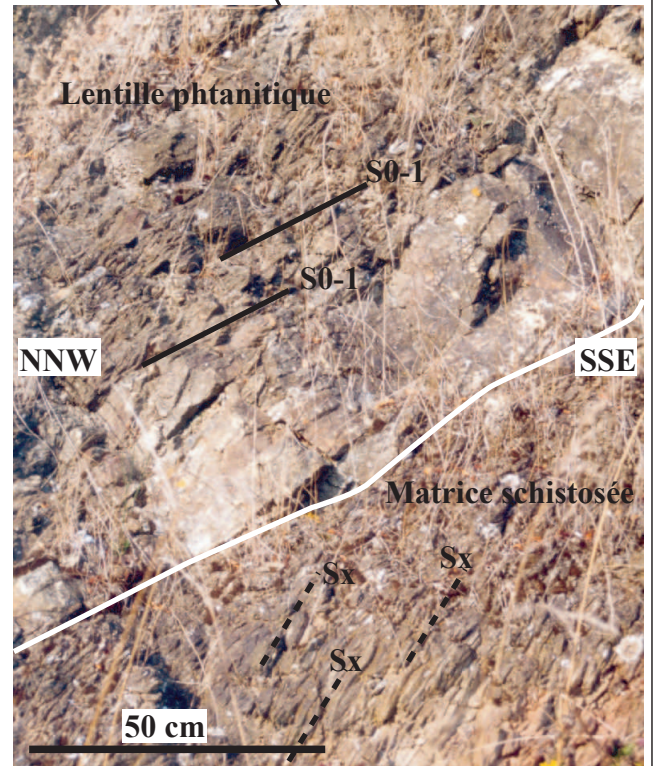


Photo 2a : S0-1 héritée dans la lentille phthanitique métrique et réfractée dans la matrice pélitique

a. Structure des blocs phthanitiques sur la coupe de Millé

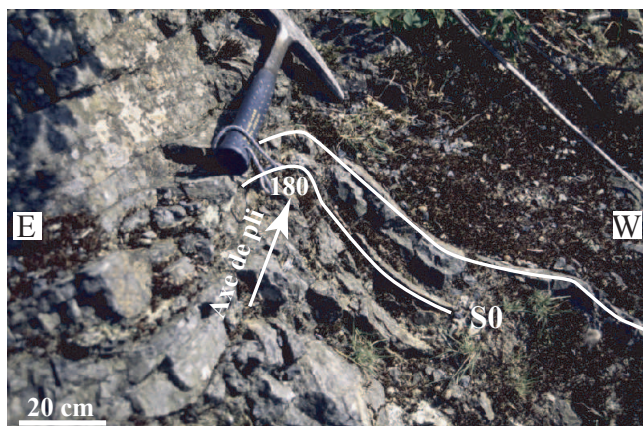
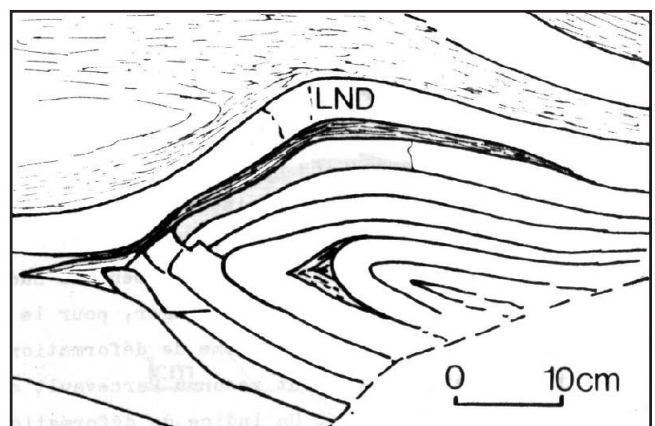


Photo 1b : Pli isopaque replissant la S0 selon un axe N180-40 S dans la carrière des Buttes



Dessin 2b : Lits de phtanites plissés, surmontés par un lit de phtanite non déformé (LND) dans la tranchée du Moulin Bachelot (extrait de Diot, 1980, fig. 90, p. 139)

b. Plis synsédimentaires dans les phtanites

Figure 87 : Structures dans les blocs phthanitiques

Les blocs calcaires les plus déformés sont ceux localisés le long de la faille de Nort-sur-Erdre, au NW de Beaulieu-sur-Layon (fig. 22, carrière de Pont-Barré le long du Layon et carrière de Pont-Barré abandonnée le long de la RN 160). Ils présentent une schistosité S_1 marquée de direction N80 à N100 et très pentée, 70 à 80°N. Cette schistosité, à la différence de celles observées dans l'ensemble de l'unité à blocs, est plus redressée et plonge vers le Nord. Elle porte une linéation d'allongement orientée L_{algt1} NS dans la carrière située le long du Layon et N60°E dans celle abandonnée le long de la route. Le conglomérat polygénique de la carrière du Layon présente donc à l'affleurement des galets calcaires sous forme de lentilles grisâtres allongées dans la schistosité S_1 (photo 1, fig. 88). De la même manière, les galets calcaires du conglomérat monogénique de la carrière du bord de route sont allongés dans la schistosité S_1 (fig. 28, photo 1). Lorsqu'on coupe un échantillon de conglomérat polygénique parallèlement à la linéation L_{algt1} NS et perpendiculairement à la schistosité S_1 , celui-ci présente des lithoclastes de tailles variables allongés dans la schistosité et certains présentent des formes sigmoïdes indiquant un déplacement de la partie supérieure du galet vers le Nord (photo 2, fig. 88). Ces roches ont donc subi une déformation non coaxiale. Lorsqu'on coupe le même échantillon que celui précédemment décrit perpendiculairement à la linéation, les galets calcaires et autres lithoclastes montrent une forme plus arrondie confirmant l'existence de la linéation d'allongement L_{algt1} NS (photo 3, fig. 88).

Le bloc polyolithologique contenant la masse calcaire rouge-violacée du Liétron (bloc 3, fig. 86) est lui aussi déformé et présente une S_{0-1} marquée portant une linéation d'allongement minérale N50 (cf. II.3.3.1., coupe du Liétron).

Les blocs polygéniques conglomératiques de formes plus ou moins arrondies ou ovoïdes de la coupe de la Roche Aireau ne présentent quant à eux aucune déformation. La schistosité contourne ces blocs, comme indiqué sur la coupe de la Roche Aireau (cf. II.3.3.1., coupe de la Roche Aireau). Ils contiennent des lithoclastes calcaires sans allongement particulier, à contours anguleux pour certains et recoupés par des filons de calcite tardifs (photo 4, fig. 88).

- Critères microstructuraux

La schistosité S_1 est marquée dans l'ensemble des lames minces étudiées au microscope par l'allongement des lithoclastes de tailles variables, par des bandes phylliteuses plus ou moins continues et dans certains cas, par l'alignement de granules de minéraux opaques (photo 5, fig. 88). Une surface d'anisotropie assimilable à une S_{0-1} a également pu être déterminée dans certains échantillons présentant un litage dans la carrière de Pont-Barré le long du Layon (photo 6, fig. 88). Il s'agit de galets présentant des alternances de lits composés de calcite recristallisée et de lits à chlorite, à cristaux de quartz anguleux et muscovite. Dans ces galets, des pyrites framboïdales sont présentes. Les lames minces taillées perpendiculairement à la schistosité S_1 et parallèlement à la linéation L_{algt1} NS permettent de distinguer des queues de quartz autour de ces pyrites. Ces queues sont peu interprétables en terme de cinématique, mais les pyrites sont obliques et asymétriques sur la schistosité et mettent en évidence une déformation non coaxiale impliquant un déplacement de la partie supérieure de la pyrite vers le Nord (photo 6, fig. 88). Un critère de mouvement semblable est également donné par un grain de quartz sigmoïde dans la matrice quartzo-feldspathique et carbonatée du conglomérat polygénique de la carrière de Pont-Barré (Layon, photo 5, fig. 88). Il existe en fin de compte dans les faciès carbonatés étudiés en lame mince peu de critères de déformation interprétables. En particulier, le conglomérat monogénique de la carrière de Pont-Barré le long de la route et le calcaire du Liétron présentent seulement les traces des plans de schistosité S_1 .

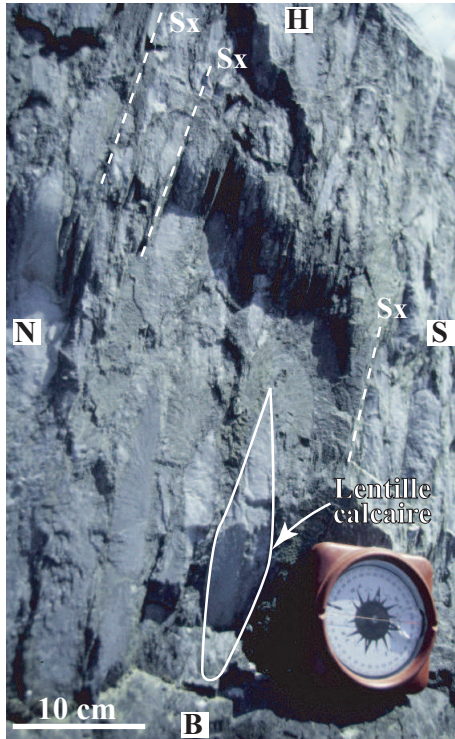


Photo 1 : Conglomérat polygénéique à galets calcaires et matrice quartzo-feldspathique et carbonatée de Pont-Barré (Layon, Sx N140-70NE)



Photo 2 : Détail d'un échantillon correspondant à la photo 1 coupé parallèlement à la linéation N-S et perpendiculairement à la schistosité (N100-80N). Les galets calcaires sont sigmoïdes (éch. 15.2).

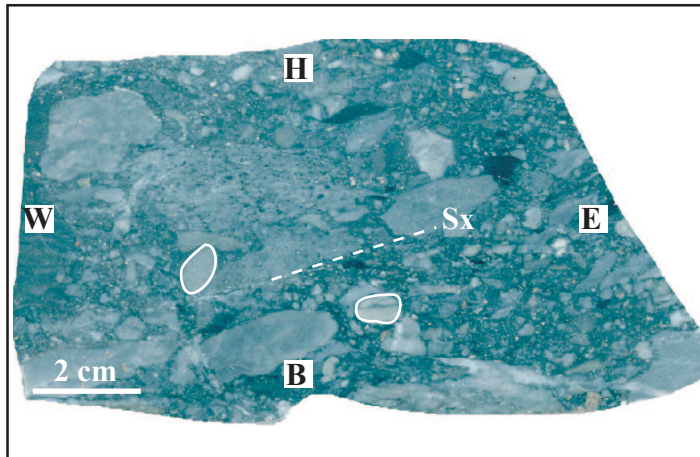


Photo 3 : Détail d'un échantillon correspondant à la photo 1 coupé perpendiculairement à la linéation N-S. La schistosité est oblique. Les galets calcaires et autres lithoclastes ont des formes plus arrondies (éch. 11.1I).

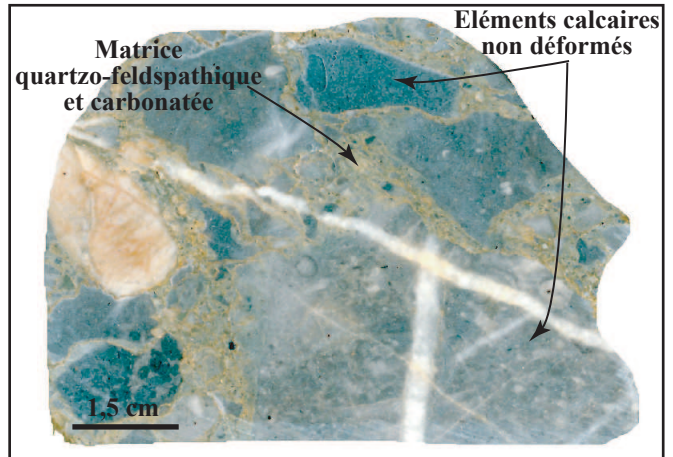


Photo 4 : Détail d'un échantillon du conglomérat à lithoclastes et matrice quartzo-feldspathique et carbonatée du chemin de la Roche Aireau (éch. 23.6B)

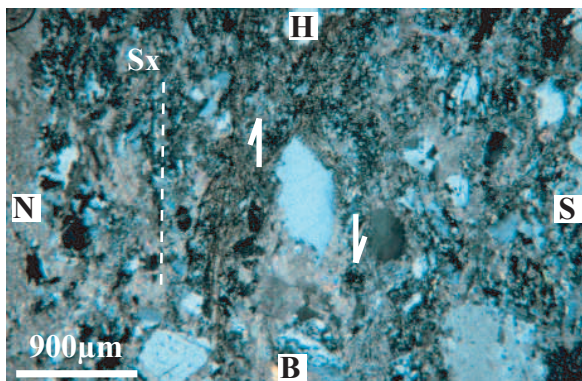


Photo 5 : Grain de quartz sigmoïde dans la matrice quartzo-feldspathique et carbonatée du conglomérat à lithoclastes de Pont-Barré (Layon, LPA, l.m. 11.1A)

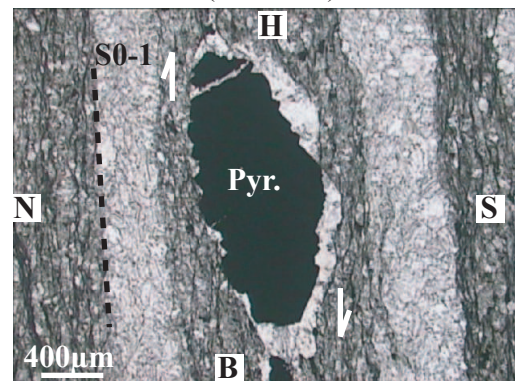


Photo 6 : Pyrite fromboïdale asymétrique dans un galet lité avec des alternances de lits calcitiques et de lits phyllito-quartzeux de Pont-Barré (Layon, LP, l.m. 15.2B)

Figure 88 : Structures dans les blocs calcaires

- Axes $\langle c \rangle$ de la calcite

Trois échantillons de roches carbonatées ont été sélectionnés afin d'étudier les déformations intracristallines des grains de calcite. Ces échantillons proviennent des principaux points d'affleurement des blocs à éléments calcaires qui ont été décrits dans le paragraphe précédent (II.3.2.2.b.) et qui présentent une schistosité marquée. Ces échantillons sont les suivants :

- Echantillon de calcaire rougeâtre-violacé à brachiopodes du Liétron (fig. 26, photo 5 et fig. 28, photo 7).
- Galet de calcaire gris orienté du conglomérat à galets calcaires (carrière de Pont-Barré, sous la table d'orientation au NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22 et fig. 28, photo 1),
- Galet de calcaire du conglomérat polygénique à lithoclastes et à matrice quartzofeldspathique et carbonatée (carrière de Pont-Barré, le long du Layon au NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22 et fig. 28, photos 3 et 4).

Ces roches carbonatées sont constituées d'agrégats polycristallins de calcite qui vont acquérir, sous l'effet de la déformation ductile des anisotropies : ce sont les orientations préférentielles de forme (OPF) et les orientations préférentielles de réseau (OPR). Les paramètres physiques tels que la température, la contrainte, la déformation et la vitesse de déformation de l'agrégat vont contrôler le développement des OPR. A l'échelle du cristal, l'OPR se réalise grâce à trois mécanismes : la rotation rigide des grains, le glissement intracristallin dû au mouvement des dislocations, et la recrystallisation. A l'échelle de la roche (agrégat polycristallin), il faut également tenir compte des relations intergranulaires. Pour un ensemble de systèmes de glissement activés, donc pour des températures et des vitesses de déformation données, le type de déformation finie et surtout le régime de déformation vont contrôler l'apparition d'une fabrique cristallographique. Un régime de déformation coaxial produira donc des OPR symétriques par rapport aux éléments structuraux, alors qu'un régime de déformation non coaxial produira des OPR asymétriques. C'est pourquoi les fabriques cristallographiques sont couramment employées comme critère de cisaillement lorsque le glissement intracristallin est le principal mécanisme de déformation de l'agrégat. Dans le cas de calcite, le maclage sur le plan e et les glissements sur les plans r et f sont les plus importants mécanismes de déformation intracristalline (p. ex Wenk et al., 1987, Schmid et al., 1987).

Les mesures des OPR des sous-fabriques d'axes $\langle c \rangle$, $\langle e \rangle$, $\langle a \rangle$, $\langle r \rangle$, $\langle h \rangle$ et $\langle f \rangle$ de la calcite ont été réalisées de façon automatique par goniométrie de texture à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Le principe de fonctionnement du goniomètre de texture ne sera pas détaillé ici, mais le lecteur pourra trouver une description détaillée dans Nicol (1997) et Schulz (1949 a et b).

Différentes figures de pôles (FdP) traduisant ces OPR pour différents plans (h , k , l) considérés ont donc été récoltées pour chacun des échantillons analysés. Ce sont des diagrammes stéréographiques statistiques interprétés par projection dans le plan XZ (la foliation correspond au diamètre du cercle et la linéation est sur le bord du cercle ; canevas de Schmidt, hémisphère supérieur). Les différents sucres de roches passés au goniomètre de texture ont été coupés parallèlement à la linéation minérale L_{algt} et perpendiculairement au plan de foliation S_1 .

- *Le calcaire rougeâtre-violacé à brachiopodes du Liétron (fig. 22)*

➤ Microstructure

Ce calcaire, décrit dans les paragraphes précédents (II.3.2.1 – coupe du Liétron et II.3.2.2.b. Pétrographie) est une biomicrite, localement microsparitique et contient des zones sparitiques. Les zones biomicritiques / microsparitiques alternent avec les zones sparitiques.

Les zones micritiques et microsparitiques sont de couleur rose macro et microscopiquement et contiennent les fragments de coquilles de brachiopodes. Ces zones présentent une granulométrie homogène à grains fins (80 μm environ, fig. 89, photo 1). Les macles y sont difficilement déterminables, elles sont probablement microscopiques. Une fabrique de forme y est néanmoins visible avec des grains allongés parallèlement à la foliation S_1 .

Les zones sparitiques sont blanchâtres macroscopiquement et incolores microscopiquement (en LPNA). Elles montrent une granulométrie hétérogène avec des grains présentant des grands axes de 1250 à 300 μm (fig. 89, photo 2). Les contours des grains sont dentelés et ils sont toujours maclés. Majoritairement, on distingue un réseau de macles épaisses par grain (50 μm d'épaisseur), mais deux réseaux de macles peuvent exister (25 μm environ d'épaisseur). Ces macles sont rectilignes. Certains des plus gros grains présentent des macles courbes (peu fréquentes).

➤ Texture du calcaire du Liétron et interprétation des figures de pôles

Nous avons déterminé deux fenêtres d'acquisition des FdP au goniomètre de texture afin de réaliser les mesures sur les zones roses et blanches de l'échantillon définies précédemment. Deux séries de FdP ont donc été obtenues (fig. 90a et 90b) :

- FdP obtenues sur la zone rose à granulométrie homogène, montrant des accumulations de coquilles de brachiopodes :

La FdP des axes $\langle c \rangle$ ne montre pas de maximum clairement défini. De même, la FdP obtenue pour les axes $\langle e \rangle$ montre un maximum peu clair, ce qui induit que le mécanisme de glissement sur les plans de macles est peu actif. Ceci s'accorde bien avec la difficile observation de macles microscopiquement sur les grains de calcite. Les FdP obtenues pour les axes $\langle a \rangle$, $\langle r \rangle$, $\langle h \rangle$ et $\langle f \rangle$ ne présentent pas non plus d'OPR marqués. Cette zone rose semble donc avoir subi peu de déformation à l'échelle intracristalline (déformation de très basse température, $< 200^\circ\text{C}$, d'après Burkhard, 1993). Cette observation est compatible avec la présence de coquilles de brachiopodes bien préservés et peu recristallisés dans ces zones.

-FdP obtenues sur la zone blanchâtre de granulométrie hétérogène :

La FdP des axes $\langle c \rangle$ montre un maximum très net, pointu et de très forte intensité (9,459). La FdP des axes $\langle a \rangle$ montre deux maxima répartis sur un grand cercle, bien développés de forte intensité également. Ces différents maxima reconnus sur les FdP des axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ peuvent en fait être interprétés comme marqueur d'un « effet de grain » obtenu sur un échantillon à granulométrie contrastée. La géométrie des FdP obtenues alors pour chacun des axes $\langle c \rangle$, $\langle a \rangle$, $\langle e \rangle$, $\langle r \rangle$, $\langle h \rangle$ et $\langle f \rangle$ correspond en fait au monocristal de calcite. En général, cet « effet de grain » ne gêne pas l'interprétation de la texture de fond (texture de la matrice et des petits grains) de la FdP. Il suffit d'enlever les courbes de fortes isodensités dues à l'« effet de grain ». En enlevant ces courbes, l'interprétation des FdP acquises sur la zone blanchâtre du calcaire du Liétron reste non réalisable sur le plan des OPR.

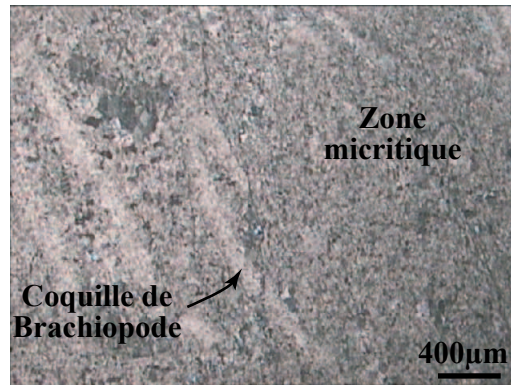


Photo 1 : calcaire granulométriquement homogène (zone rose, LPA, l.m. 13.7F)

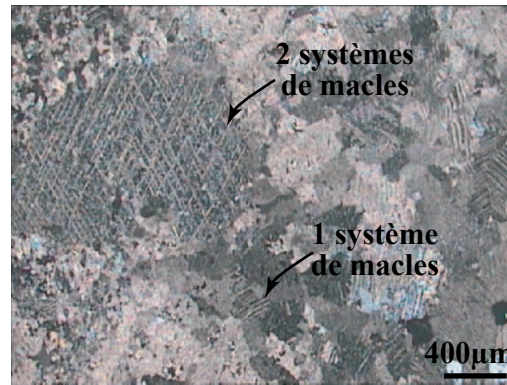


Photo 2 : calcaire granulométriquement hétérogène (zone blanche, LPA, l.m. 13.7B)

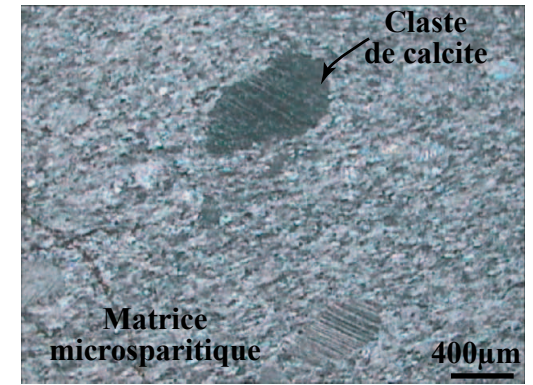


Photo 3 : calcaire granulométriquement hétérogène à clastes (LPA, l.m. 11.4C)

Figure 89 : Aspect microscopique des calcaires passés au goniomètre de texture

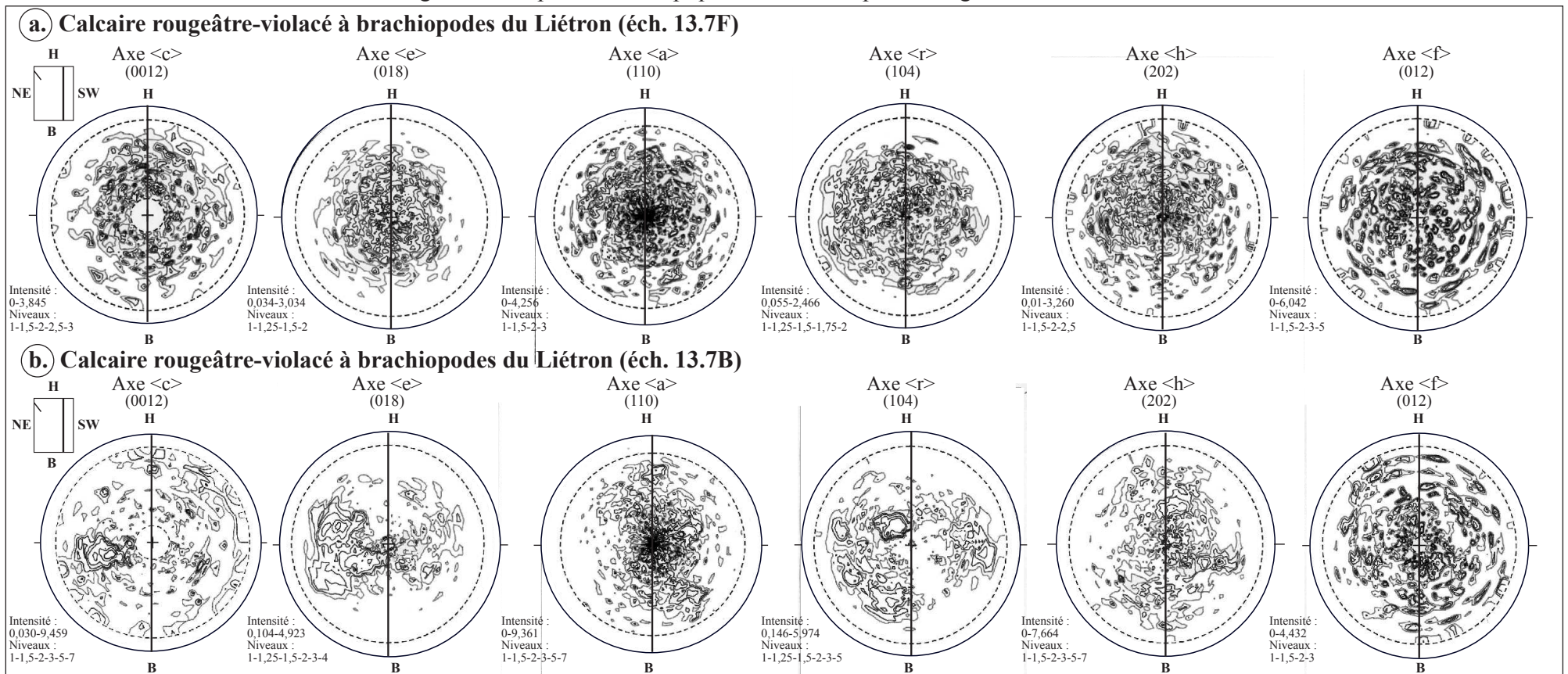
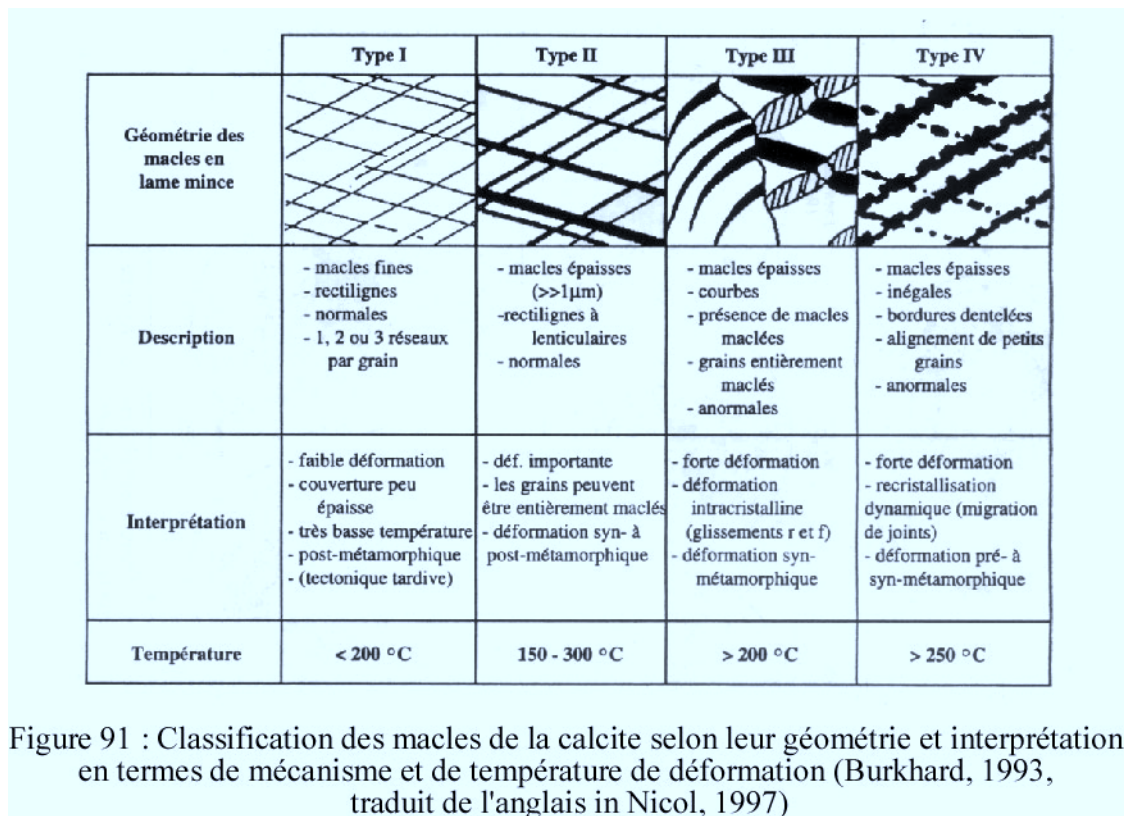


Figure 90 : Figures de pôles de la calcite du calcaire rougeâtre-violacé à brachiopodes du Liétron (Schmidt, hémisphère supérieur)

Trait plein vertical : trace du plan de foliation. Trait en pointillés : trace du plan de cisaillement



La géométrie et l'aspect des macles rencontrées dans les cristaux de calcite de cette zone blanchâtre peuvent néanmoins être interprétés grâce aux typologies réalisées par Weiss (1954) et Ferrill (1991), revues par Burkhard (1993, fig. 91). Les macles des gros cristaux de calcite sont de type II, ce qui implique une déformation importante, syn- à post-métamorphique, à une température de 150-300°C (fig. 91).

- *Galet de calcaire gris orienté du conglomérat à galets calcaires (carrière de Pont-Barré, sous la table d'orientation au NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22)*

➤ Microstructure

Une description pétrographique des galets calcaires de ce conglomérat a été réalisée dans le paragraphe précédent (II.3.2.2.b. Pétrographie). Ces galets sont granulométriquement hétérogène et contiennent des clastes calcitiques englobés dans une matrice plus fine à texture équante (fig. 89, photo 3). La matrice est majoritaire en quantité et présente des grains de 100 à 150 µm en moyenne montrant une belle fabrique de forme. Les clastes ont des contours rectilignes, ils sont pour certains très allongés dans le plan de foliation. Les plus gros clastes atteignent 1000 µm environ et les plus petits, majoritaires, 500 µm environ. Tous les clastes sont maclés et présentent un ou deux réseaux de macles rectilignes qui sont épaisses (20 µm environ) ou plus fines (inférieures à 10 µm). Ces macles peuvent être rapportées au type II de Bukhard (1993, fig. 91), impliquant une déformation syn-métamorphique à une température supérieure à 200°C, réalisé en régime non coaxial.

➤ Texture des galets calcaires et interprétation des figures de pôles

Un échantillons a été analysé au goniomètre de texture (11.4C, fig. 92a.). Différentes fenêtres pour l'acquisition des FdP ont été déterminées sur le même sucre. Les différentes FdP obtenues étant comparables, nous ne présenteront qu'une seule (fig. 92a.).

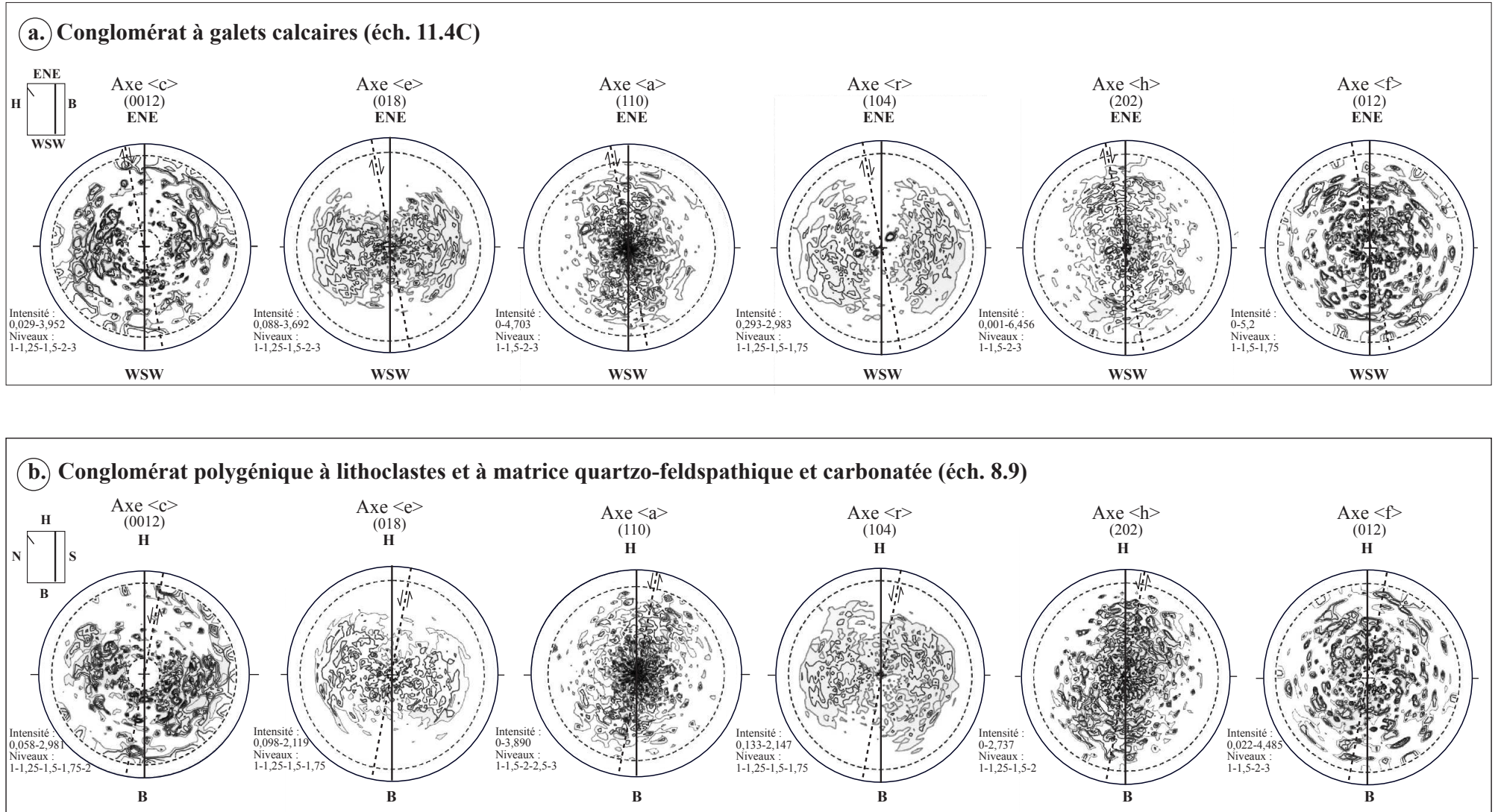


Figure 92 : Figures de pôles de la calcite des conglomérats à galets calcaires de Pont-Barré (a. le long de la route et b. le long du Layon) (Schmidt, hémisphère supérieur) Trait plein vertical : trace du plan de foliation. Trait en pointillés : trace du plan de cisaillement

La FdP des axes $\langle c \rangle$ montre des contours ouverts à la périphérie de la FdP. Ceci est un artefact dû à l'intégration d'une partie de la raie d'intensité 100 de la calcite aux fortes déclinaisons (Nicol, 1997), il faut donc faire abstraction de ces contours ouverts. Cette FdP des axes $\langle c \rangle$ ne présente pas, comme on pourrait s'y attendre, d'« effet de grain » tels ceux décrits précédemment sur les FdP réalisées dans les zones blanchâtres du calcaire du Liétron. Ceci est vraisemblablement dû à la faible proportion des clastes calcitiques analysés dans la fenêtre d'acquisition considérée, par rapport à la matrice recristallisée à petits grains. La « texture de fond » de la FdP et celle des clastes sont donc probablement semblables et l'orientation générale des axes $\langle c \rangle$ permet de conclure à une rotation par rapport au plan de foliation, indiquant un mouvement cisailant du compartiment du haut vers l'ENE.

La FdP des axes $\langle e \rangle$, ou plans de macles, montre un maximum très bien défini, indiquant que les glissements sur les plans de macles sont actifs. Ce maximum est décalé du pôle du plan de foliation dans le même sens que le maximum des axes $\langle c \rangle$, on a donc bien rotation de ces axes indiquant un mouvement cisailant du compartiment du haut vers l'ENE.

Les FdP des axes $\langle a \rangle$, $\langle r \rangle$ et $\langle h \rangle$ montrent ensuite de fortes OPR, ce qui implique que le maclage n'est pas le seul mécanisme mis en jeu dans la déformation intracristalline de ces galets calcaires.

Les axes $\langle a \rangle$ se placent sur un grand cercle décalé du plan de foliation et indiquent un sens de rotation semblable à celui déterminé avec les axes $\langle c \rangle$ et $\langle e \rangle$. Ce grand cercle est assimilable à un plan de cisaillement à l'échelle du grain (Schmid et al., 1981) et les axes $\langle a \rangle$ répartis sur ce plan traduisent la présence de glissements cristallins sur les plans basaux. Ces glissements ne sont pas prépondérants car les grains ne montrent pas de bordures dentelées (Schmid et al., 1987). L'obliquité du plan de regroupement des axes $\langle a \rangle$ est faible par rapport au plan de foliation, ce qui implique une déformation modérément cisailante avec une forte composante coaxiale.

La FdP des axes $\langle r \rangle$ montre une OPR marquée représentée par deux zones situées de part et d'autre du plan de foliation. Ceci indique la présence de glissements sur les plans de clivage. Ces glissements intracristallins sur les plans $\langle a \rangle$ et $\langle r \rangle$ sont généralement accompagnés de glissements compensatoires sur les plans $\langle h \rangle$ et $\langle f \rangle$. Dans le galet calcaire étudié, seul le plan $\langle h \rangle$ montre une OPR avec des maxima répartis sur un plan et indiquant le même sens de rotation que les plans $\langle c \rangle$, $\langle e \rangle$, $\langle a \rangle$ et $\langle r \rangle$. Le plan $\langle f \rangle$ n'a pas enregistré la déformation car il ne montre pas OPR.

Les différentes FdP obtenues sur ce galet calcaire à granulométrie hétérogène permettent donc de conclure que les clastes et la matrice recristallisée ont subi une déformation semblable. Cette déformation s'est réalisée dans des conditions de basse température, inférieure à 300 °C, et sous un régime de maclage dominant.

- *Galet de calcaire du conglomérat polygénique à lithoclastes et à matrice quartzo-feldspathique et carbonatée (carrière de Pont-Barré, le long du Layon au NW de Beaulieu-sur-Layon, fig. 22)*

➤ Microstructure

Les galets calcaires de ce conglomérat polygénique ont été étudiés pétrographiquement dans le paragraphe précédent (II.3.2.2.b. Pétrographie). Ils ont une granulométrie assez homogène et sont composés de grains fins (120 à 350 μm), équants et présentant un allongement marqué suivant le plan de foliation. Ils possèdent en majorité deux réseaux de macles fines et rectilignes et certains montrent des macles plus épaisses. Ces macles sont de type II, supérieures à 1 μm et sont interprétées comme le résultat d'une déformation importante, syn- à post-métamorphique et dans des conditions de basse température (inférieure à 300°C, fig. 91).

➤ Texture des galets calcaires et interprétation des figures de pôles

De la même manière que pour l'échantillon précédent, différentes fenêtres d'acquisition des FdP ont été déterminées au goniomètre de texture sur le même galet calcaire (éch. 8.9). Les FdP obtenues pour chacune des fenêtres sont comparables, nous n'en présenterons et interpréterons donc qu'une seule (fig. 92b).

La FdP des axes <c> montre toujours des contours ouverts à sa périphérie. Néanmoins, deux zones comprenant des maxima mal définis sont décalés de part et d'autre du plan de foliation et indiquent un mouvement cisailant du compartiment du haut vers le Nord.

La FdP des axes <e> montre une OPR bien définie. Deux zones de maxima y sont déterminées. Elles sont décalées du pôle du plan de foliation dans le même sens que les maxima des axes <c>.

Tout comme pour l'échantillon 11.4C, les FdP des axes <a>, <r> et <h> montrent de fortes OPR. Le maclage est donc actif lors de la déformation intracristalline de ces galets calcaires, mais il est couplé à d'autres mécanismes de glissement sur les autres plans de la calcite, glissement sur les plans basaux (axe <a>) et les plans de clivage (axe <e>).

Les maxima des axes <a> se placent sur un grand cercle assimilé au plan de cisaillement et décalé du plan de foliation. Le sens de rotation déduit de ce décalage est le même que celui déterminé avec les axes <c> et <e>. La déformation est, là encore, de type cisailante modérée avec une composante coaxiale non négligeable.

La FdP des axes <r> montre deux zones situées de part et d'autre du plan de foliation et le même sens de rotation que celui déterminé avec les axes <c>, <e> et <a>. Des glissements compensatoires sont, tout comme pour l'échantillon 11.4C déterminés sur le plan <h>, mais le plan <f> ne semble pas avoir été impliqué.

Les différentes FdP réalisées sur ce galet calcaire à granulométrie homogène permettent d'arriver aux conclusions suivantes :

- ce galet a subi une déformation intracristalline cisailante non coaxiale de faible intensité provoquant un mouvement cisailant du haut du galet vers le Nord, la déformation présente également une composante coaxiale,
- la déformation s'est réalisée dans des conditions de basse température (150-300°C), et sous un régime de maclage dominant.

c. Les laves basiques à intermédiaires

Les blocs de laves basiques à intermédiaires sont en général peu déformés. La déformation est principalement localisée sur les bordures des blocs alors que les cœurs sont exempts de déformation (voir coupe du Liétron, II.3.3.1).

• Critères macrostructuraux

La déformation visible macroscopiquement se concentre surtout sur les pourtours des blocs laviques. Le cœur des blocs montre une déformation cassante avec des plans de faille à stries de calcite, plans parfois courbes (carrière de la Bouvraie, fig. 22) et des fractures remplies de façon tardive par de la calcite et de l'épidote. La déformation distinguée sur les bordures des blocs consiste en des plans de schistosité S_1 marqués orientés en moyenne N80 à N130 et à pendage Sud (fig. 93, photo 1). Cette schistosité S_1 peut également affecter les coulées à pillow-lavas et les pillows sont alors orientés selon ces plans (p. ex. Montée de la Roche aux Moines, au NE de Savennières, fig.22 et fig. 93, photo 2). Ces plans de schistosité S_1 peuvent porter une linéation d'allongement orientée L_{algtl} N-S. Cette linéation est peu pénétrative, donc peu repérable sur le terrain, mais, dans les champs à proximité du lieu dit « les joncs », au SW de Denée (fig. 22), nous avons pu observer des vésicules de formes ovoïdes allongées selon une direction N175 sur des plans de schistosité orientés N100-45S.



Photo 1 : plans de schistosité marqués orientés N80-50S dans les laves à amygdales situées près de la station d'épuration au SW de Denée (éch. 9.11A)



Photo 2 : Pillow-lavas déformés et orientés selon des plans de schistosité (surface enveloppe N110-50SW) dans la montée de la Roche aux Moines (NE de Savennières) →

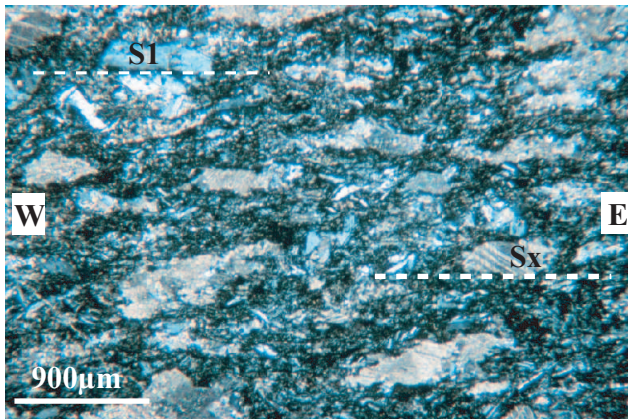


Photo 3 : lave à amygdales très schistosée présentant des plans de schistosité marqués par l'allongement des amydales et des lattes de feldspaths (SW de Denée, LPA, l.m. 9.11A).

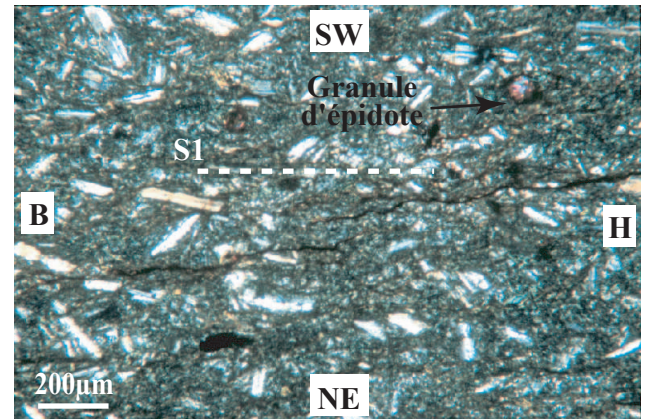


Photo 4 : dolérite présentant des plans de schistosité marqués par des bandes chloriteuses et à oxydes de fer, observée en LPA (SE de Beaulieu-sur-Layon, l.m. 7.9'B).

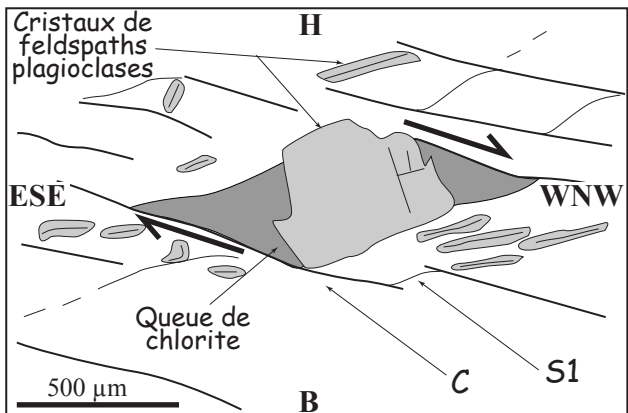


Photo 5 : dolérite présentant des cristaux de feldspaths plagioclases à queues de cristallisation indiquant un mouvement du haut de l'échantillon vers l'WNW (SE de Beaulieu-sur-Layon, l.m. 7.9'A).

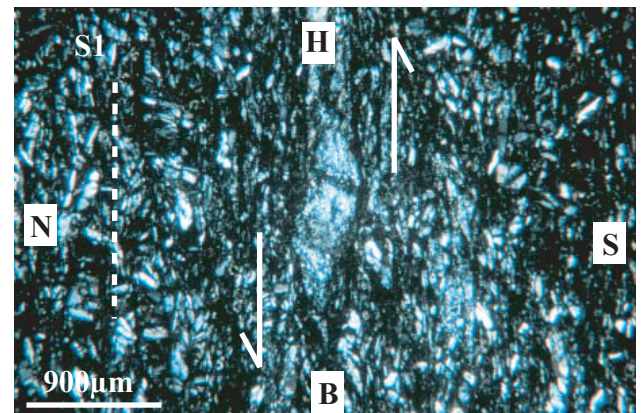


Photo 6 : dolérite présentant des vésicules quartzo-calcitiques sigmoïdes indiquant des sens de mouvement de la partie supérieure de l'échantillon vers le Nord (LPA, Les Joncs, SW de Denée, l.m. 18.3).

Figure 93 : Structures dans les blocs de laves basiques à intermédiaires

Remarque : A proximité de la station d'épuration de Denée, des zones rouges plus pélitiques intercalées entre les faciès laviques plus compétents sont plissées. Il pourrait s'agir de sédiments emprisonnés entre différentes coulées de laves qui ont été affectés par des glissements gravitaires sur des pentes.

- Critères microstructuraux

Les traces des plans de schistosité S_1 déterminés macroscopiquement se retrouvent dans les lames minces de roches taillées perpendiculairement à la schistosité. Ils sont particulièrement bien visibles dans les faciès spilitiques au sens strict et sont alors marqués par l'allongement des amygdales à remplissage de calcite et/ou de chlorite et l'orientation des lattes de feldspaths (fig. 93, photo 3). Certaines laves basiques, comme les dolérites affleurant à l'entrée du village de Beaulieu-sur-Layon, sont également schistosées et cisailées (fig. 22 et fig. 93, photo 4). Les plans de schistosité S_1 et de cisaillement sont marqués par des bandes chloriteuses et des oxydes de fer. Nous avons déterminé un déplacement de la partie supérieure de l'échantillon vers l'WNW grâce aux queues de cristallisation chloriteuses asymétriques autour d'un cristal de feldspath plagioclase (fig. 93, photo 5). Ces laves basiques déformées sont localisées sur les bordures du bloc, en revanche, le cœur du bloc situé dans la carrière de Pierre Bise est massif et ne présente pas de déformation (fig. 29, photo 2 et fig. 30, photo 2).

L'échantillon récolté au lieu dit « les Joncs » au SW de Denée (fig. 22) présente des vésicules orientées NS. Une lame mince taillée perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la linéation L_{algt1} NS nous a permis de reconnaître la nature doléritique de la roche et des vésicules déformées à remplissage de quartz microcristallin et de calcite. La forme sigmoïde de certaines de ces amygdales nous a permis de déterminer un sens de mouvement de la partie supérieure de l'échantillon vers le Nord (fig. 93, photo 6).

d. Les rhyolites et les rhyolite – microgranites

Ces roches sont de façon générale peu déformées. La déformation y est plus ou moins marquée en fonction de la quantité de cristaux, mais varie également en fonction de la localisation de l'échantillon étudié dans le bloc (bord-matrice).

- Critères macrostructuraux

➤ Les faciès rhyolitiques

Macroscopiquement, les différents blocs de rhyolites dans lesquels la proportion de cristaux est bien inférieure à celle de la matrice sont peu ou pas déformés. C'est le cas par exemple des rhyolites de la Croix Blanche (Roche fort sur Loire, éch. 14.6, fig. 22), et des rhyolites affleurant dans la « montée de la Roche aux Moines » (fig. 22), le long de la RD111, près du lieu dit « le Clos de Rochepin » au NE de Savennières. Ces rhyolites se présentent sous forme massive. Des plans de schistosité frustes S_1 peuvent tout de même exister dans les faciès où la proportion de cristaux est plus importante que celle de la matrice, comme au Moulin de la Roche (SE de Saint-Georges-sur-Loire, éch. 26.2, fig. 22) où la schistosité est orientée N100-55S et porte deux linéations : une linéation d'allongement L_{algt1} orientée N170 et une linéation L_{algt2} marquée N90 à N110 matérialisée par l'allongement des feldspaths (fig. 83). Il est toutefois difficile de d'expliquer de façon univoque le développement de ces surfaces d'anisotropies planaires. En effet, au sein d'un même affleurement, ces plans peuvent

s'exprimer de façon très claire dans une zone alors qu'ils seront absents dans une autre. C'est le cas par exemple dans l'escarpement rhyolitique affleurant le long de la voie ferrée, en bordure de Loire, sous le clos de la Roche aux Moines (NE de Savennières, fig. 22). Vers le SW, une schistosité S_1 orientée N110-60SSW est très bien développée et cette schistosité disparaît ensuite à mesure qu'on se déplace vers le NE où la rhyolite devient massive. Au Pic Martin (SW de Rochefort-sur-Loire, fig. 22), la schistosité S_1 développée au NE de l'affleurement est orientée N40-15NW et porte une linéation d'allongement L_{algt2} N120 à N140, alors qu'au SW, cette schistosité S_1 devient subverticale, N140-80SW. Entre ces deux zones existe une zone massive contenant des fentes de tension métriques à remplissage de quartz indiquant un sens de cisaillement vers le NE (fig. 94, photo 1a et 1b). Les deux zones situées de part et d'autre de cette zone massive pourraient être reliées par un pli plurimétrique.

Les rhyolites de Rieux sont présentes aussi une déformation plus ou moins bien exprimée. Dans l'ancienne carrière des Bellions par exemple (à l'Est de Rieux, éch. 40.5, fig. 23 et 84), la rhyolite est massive à proximité des ruines des bâtiments, alors qu'elle présente une schistosité S_1 marquée N110-15S dans la partie opposée. Dans cette zone, de nombreux plans de failles orientés N70 à N90-subverticaux ont pu être déterminés. Les rhyolites du château d'eau de Rieux présentent également des plans de schistosités S_1 marqués orientés N110-30S qui portent une linéation d'allongement minérale L_{algt2} orientée N90 à N100 (fig. 23 et 84).

➤ Les rhyolite-microgranites

Les blocs de rhyolite - microgranites présentent en général des plans de schistosité plus marqués, mais des zones plus massives peuvent également exister au sein d'un même affleurement. C'est le cas dans les anciennes carrières de l'Alleud (SW de la Possonnière, fig. 22) où les faciès de rhyolite-microgranites sont soit schistosés selon des plans S_1 orientés N110-70S portant des linéations d'allongement L_{algt2} N110, soit plus massifs, ne présentant pas de plans d'anisotropie marqués. Des difficultés semblables à celles évoquées plus haut persistent quant à l'interprétation du développement ou non de ces plans d'anisotropie.

Les faciès rhyolitique-microgranitiques verdâtres orientés observés dans la carrière de Mozé-sur-Louet (fig. 22) sont eux aussi schistosés selon des plans S_1 d'orientation générale N140-40SW. Ces plans portent une linéation d'allongement minérale L_{algt2} orientée N130 à N140. Une tranche de roche réalisée dans ce faciès parallèlement à la linéation L_{algt2} N140 et perpendiculairement au plan de schistosité S_1 permet de déterminer des phénocristaux de feldspaths obliques sur la schistosité S_1 indiquant des mouvements cisailants de la partie supérieure de l'échantillon vers le SE (fig. 94, photo 2). Les panneaux de schistes et grès gris pyriteux correspondant à des enclaves d'encaissant dans la rhyolite sont également déformés. Ils présentent des plis droits pluricentimétriques (plissement de S_{0-1}) d'axes N130 plongeant de 40° vers le NW. Une schistosité S_2 subverticale est associée à ces plis (fig. 94, photo 3). Elle porte une linéation d'intersection-crénulation orientée N90-subverticale.

• Critères microstructuraux

Microscopiquement, les déformations dans les faciès rhyolitiques et rhyolitique-microgranitiques sont également peu déterminables.

➤ Les faciès rhyolitiques

Les faciès rhyolitiques massifs à l'affleurement peuvent présenter une schistosité naissante déterminable microscopiquement. Pour l'échantillon récolté à la Croix Blanche par exemple (Rochefort sur Loire, éch. 14.6, fig. 22), nous avons pu déceler des plages de phyllites secondaires altérées le long de microfractures. Dans ces plages, des bandes de

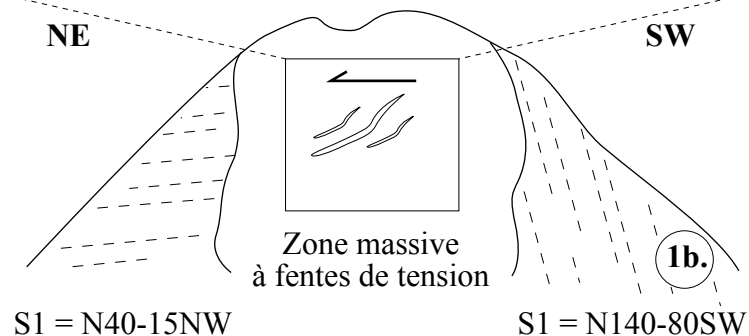


Photo 1 a : fentes de tension à remplissage de quartz au Pic Martin (SW de Rochefort-sur-Loire)

Schéma 1 b : représentation schématique de l'affleurement rhyolitique du Pic Martin (SW de Rochefort-sur-Loire)

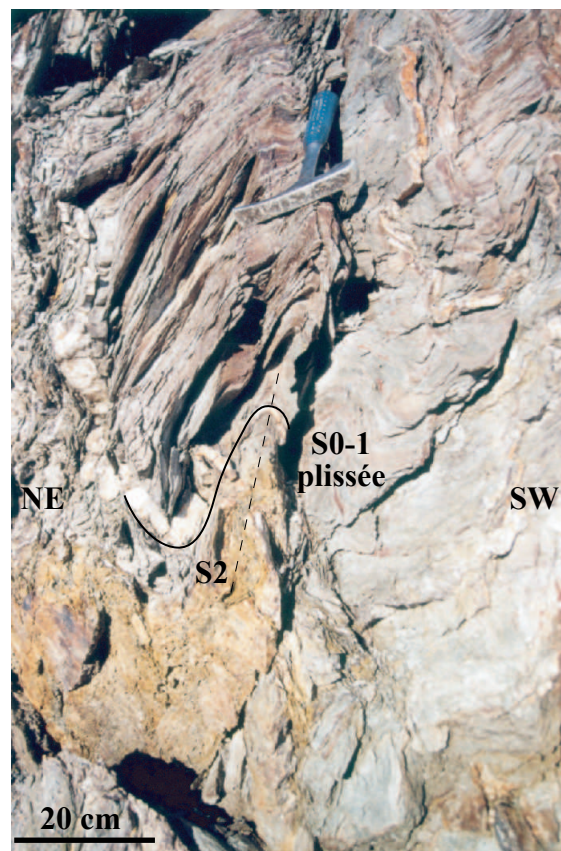


Photo 3 : pli droit d'axe N130- 40NW dans les grès à niveaux pyriteux, enclaves d'encaissant reconnus dans la carrière de Mozé-sur-Louet (éch. 38.1H)

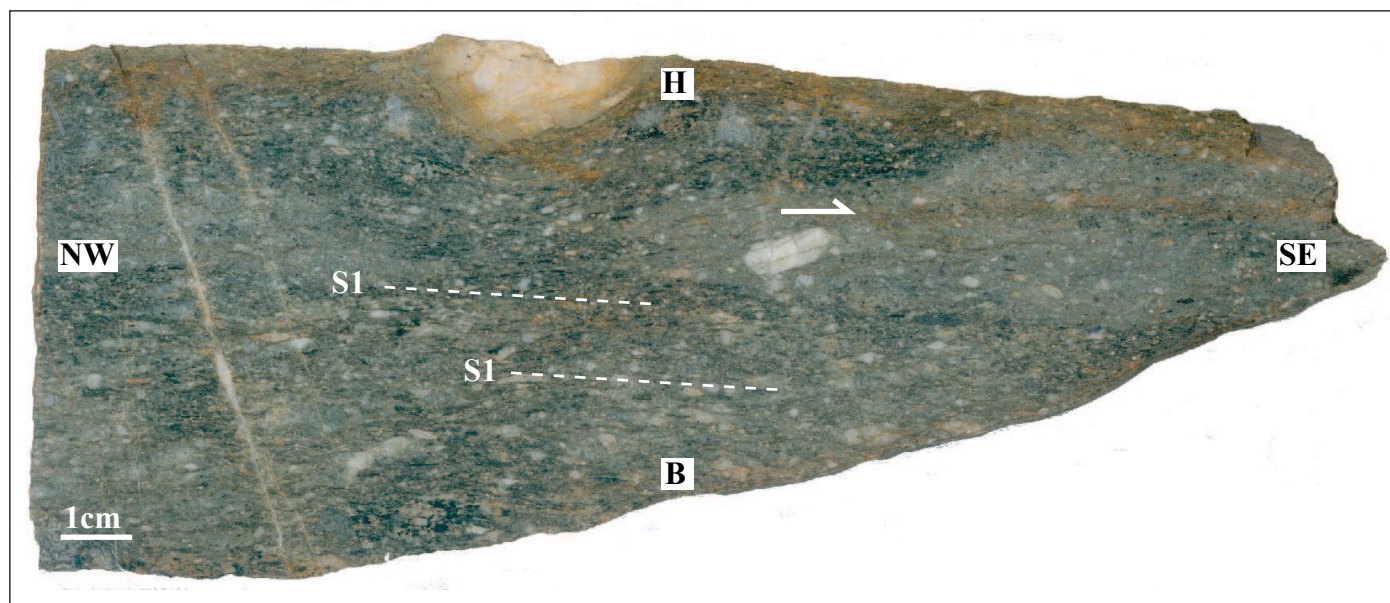


Photo 2 : tranche de roche du faciès rhyolitique-microgranitique verdâtre orienté de la carrière de Mozé-sur-Louet coupé perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la linéation (éch. 38.1K) présentant un phénocristal de feldspath oblique sur la schistosité, indiquant un sens de cisaillement vers le SE.

Figure 94 : Structures dans les blocs de rhyolites-microgranites

phyllites plus ou moins parallèles entre elles peuvent se former matérialisant cette schistosité naissante (fig. 95, photo 1). Un échantillon récolté sous les murs du Château de l'Epinay, au SW de Saint-Georges-sur-Loire (fig. 22), présente toutefois une schistosité S_1 marquée par des bandes quartzo-phylliteuses (fig. 95, photo 2). Dans la lame mince taillée parallèlement à la direction N50 et perpendiculairement au plan de schistosité N110-20SW, des quartz à queues phylliteuses sont déterminables. Ils ne permettent toutefois pas déterminer un sens de cisaillement (fig. 95, photo 2).

Les rhyolites de Rieux (fig. 23) montrent, pour les échantillons les plus déformés, des plans de schistosité S_1 marqués par l'alignement de minéraux phylliteux, de quartz et de feldspaths. Dans les lames minces taillées perpendiculairement à ces plans et parallèlement à la linéation d'allongement minérale L_{algt2} N100, des phénocristaux de feldspaths plagioclases recristallisés, moulés par la schistosité et obliques par rapport à celle-ci permettent de déterminer une déformation cisailante induisant un déplacement de la partie supérieure des blocs vers l'Est (fig. 95, photos 3a et 3b).

➤ Les rhyolite-microgranites

Dans ces faciès, la déformation est plus pénétrative. Elle se manifeste par une schistosité S_1 fruste marquée généralement par l'alignement plus ou moins continu des chlorites et phyllites présentes dans le fond de la roche (fig. 95 photo 3). Comme nous l'avons déjà évoqué plus haut ainsi que dans la coupe du Liétron (II.3.3.1), ces plans de schistosité S_1 portent des linéations d'allongement minérales orientées N170 (L_{algt1}) ou N90 à N110 (L_{algt2}). Ces linéations ne sont, dans la plupart des cas, pas aisément repérables sur les échantillons macroscopiques. C'est pourquoi nous avons taillé de façon systématique deux lames perpendiculaires sur les échantillons, parallèlement à ces deux linéations.

Pour la rhyolite-microgranite de Denée par exemple (éch. 9.10, fig. 22), les grains sont de formes plus arrondies dans la lame mince taillée parallèlement à la direction N110 et ils sont plus allongés dans celle coupée parallèlement à la direction N20. Nous pouvons donc déduire que nous sommes plus proches de la linéation d'allongement dans cette lame.

Les faciès rhyolitique-microgranitiques verdâtres orientés affleurant dans la carrière de Mozé-sur-Louet (fig. 22) présentent des plans de schistosité frustes et une linéation d'allongement minérale L_{algt2} orientée N130. Dans des lames minces coupées parallèlement à cette linéation et perpendiculairement à la schistosité S_1 , nous avons pu déterminer des cristaux de quartz étirés et boudinés montrant des fibres de cristallisation quartzeuses entre les boudins, parallèles à la schistosité S_1 et pas de cisaillement (fig. 95, photo 4). Cependant, des critères de cisaillement parfois observés présentent deux sens opposés. Un phénocristal de feldspath oblique sur la schistosité indique un sens de cisaillement de la partie supérieure de l'échantillon vers le NW (fig. 95, photo 5) alors qu'un cristal de quartz sigmoïde à queues de cristallisations chloriteuses montre un déplacement de la partie supérieure vers le SE (fig. 95, photo 6). Il faut noter ici que cette déformation non-coaxiale reste très modeste car elle n'implique pas de déformation intra-cristalline, puisque les grains de quartz ne présentent pas d'extinction onduleuse. Dans la carrière de Mozé-sur-Louet, le régime de déformation est donc globalement coaxial.

La déformation à la fois macroscopique et microscopique est donc généralement moins pénétrative dans les faciès rhyolitiques où la pâte aphanitique est présente en grande quantité. En effet, dans ces faciès, peu de cristaux sont présents, il existe donc peu de marqueurs de déformation. A l'inverse, les faciès de rhyolite-microgranites présentent une proportion de grains (quartz et feldspaths en majorité) supérieure à celle de la matrice. Les différentes structures apparues lors de la déformation y seront donc mieux marquées et conservées.

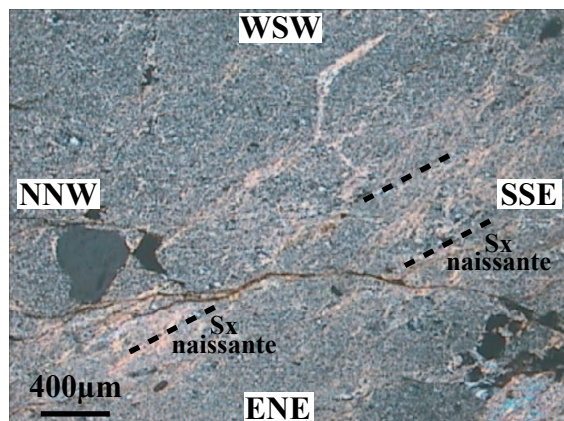


Photo 1 : schistosité naissante marquée par l'apparition des bandes phylliteuses orientées dans la matrice des faciès rhyolitiques (LPA, La Croix Blanche, Rochefort-sur-Loire, l.m. 14.6)

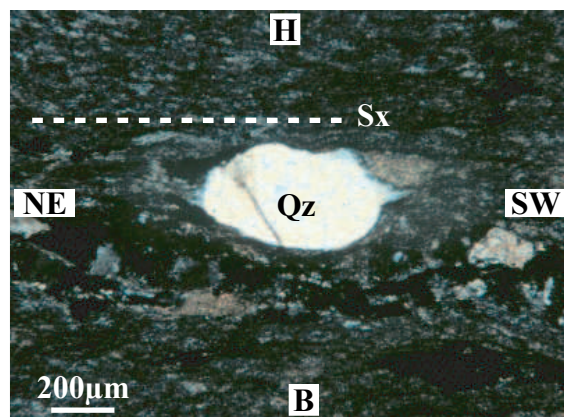


Photo 2 : Cristal de quartz a queues de cristallisation phylliteuses symétriques dans la rhyolite du Chateau de l'Epinay, LPA, l.m. 27.1)

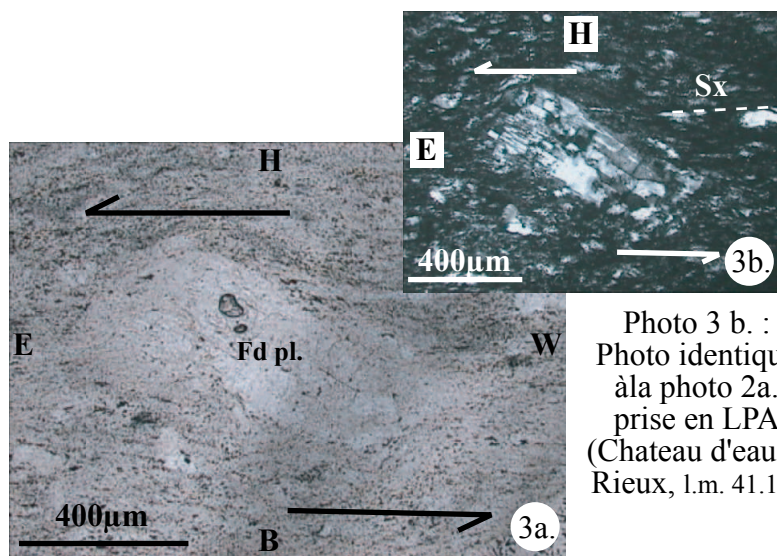


Photo 3 b. : Photo identique à la photo 2a. prise en LPA (Chateau d'eau de Rieux, l.m. 41.15)

Photo 3 a. : Phénocrystal de feldspath plagioclase oblique sur la schistosité donnant un sens de cisaillement de la partie supérieure de la lame vers l'Est (LPNA, Chateau d'eau de Rieux, l.m. 41.15)

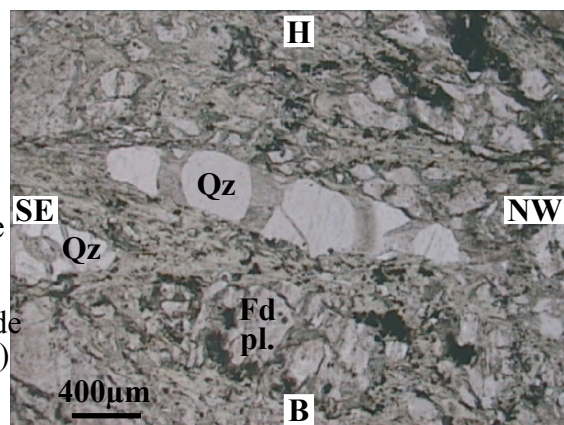


Photo 4 : Cristal de quartz boudiné montrant des fibres de cristallisation entre les boudins (LPNA, carrière de Mozé-sur-Louet, l.m. 15.1C)

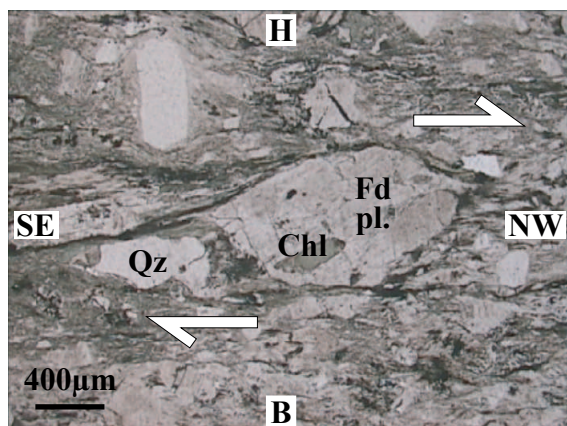


Photo 5 : Cristal de feldspath plagioclase oblique sur la schistosité indiquant un sens de cisaillement de la partie supérieure vers le NW dans la rhyolite-microgranite de Mozé-sur-Louet (LPNA, l.m. 38.1K)

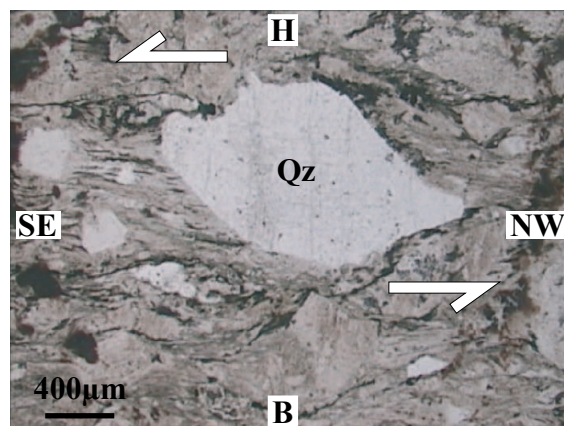


Photo 6 : Cristal de quartz sigmoïde à queues de cristallisation chloriteuses indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le SE dans la rhyolite-microgranite de Mozé-sur-Louet (LPNA, l.m. 38.1K)

Figure 95 : Microstructures dans les blocs de rhyolites et rhyolites-microgranites

e. Les grès

Comme nous l'avons précédemment indiqué dans la description des blocs (II.3.2.2.e.), ces blocs gréseux ne sont pas aisément définissables sur le terrain et peuvent être confondus avec les alternances gréseuses de la matrice. Néanmoins, le bloc ovoïde de gréseux bien déterminable au Clos du Moulin Sainte-Catherine (Rocheft-sur-Loire, fig. 22 et fig. 75) ne présente pas de structure macroscopique déterminable à l'affleurement, et pas d'orientation microscopique notable.

II.3.3.3. Structure de la matrice

La matrice de l'unité à blocs « de type flysch » (Cavet et al., 1976) est composée d'alternances de niveaux schisteux et de bancs gréseux. Comme nous l'avons déjà évoqué lors de la description lithologique de cette matrice (II.3.2.3), ces alternances peuvent être déformées de façon synsédimentaire sous forme de « slump » (fig. 77, photo 2), mais elles présentent également des déformations liées à la tectonique régionale.

- Critères macrostructuraux

Les successions de niveaux schisteux et gréseux permettent la mise en évidence de plans de stratification S_0 , grâce à ces différences lithologiques (fig. 96, photo 1). Cette stratification S_0 est souvent plissée par des plis P_1 d'axe N100 à N120 d'échelles variables, déversés au Nord. Ces plis se retrouvent à la fois au Nord de l'unité à blocs, dans la bande gréseuse matérialisant le contact avec l'unité sans blocs (p. ex. aux Roches ou à Pierre Béchelle, fig. 22 et fig. 96, photos 2a. et 3) et plus au Sud, à proximité de la faille de Nort-sur-Erdre (Environs de Champtocé-sur-Loire, fig. 22 et fig. 96, photo 5). À l'exception des charnières de plis, où la schistosité S_1 plan axial du pli recoupe la stratification S_0 suivant un grand angle (fig. 96, photos 2a. et 3), sur les flancs des plis, S_0 et S_1 sont presque parallèles et définissent la surface S_{0-1} régionale. Une réfraction de S_1 est également visible entre les bancs gréseux compétents et les niveaux schisteux moins compétents. Sur le pli observé aux Roches par exemple (fig. 22 et fig. 96, photos 2a.), la S_1 est orientée N120-65S dans les niveaux schisteux et elle est réfractée dans N120-subverticale dans les niveaux gréseux (fig. 96, photo 2b.). Une schistosité NW-SE à pendage Sud est également présente et porte une linéation d'intersection-crénelation L_{i-c2} parallèle aux axes de plis P_1 et reconnue dans toute la région. Cette schistosité porte aussi une linéation d'allongement minérale L_{algt1} de direction générale N-S (N20W à N60E) reconnue par exemple à la Chatellière, au NE de Nort-sur-Erdre, fig. 21, fig. 82 et fig. 96, photo 6), mais relativement peu observée dans l'ensemble de l'unité à blocs.

Ces déformations ne sont pas toujours aisées à reconnaître sur le terrain. À l'Aiglerie par exemple (fig. 22), des plis métriques P_1 replissant une S_{0-1} , d'axes N110, sont observés, ainsi qu'une S_2 alternativement subverticale ou subhorizontale (fig. 96, schéma 4). Cette S_2 est plan axial de microplis droits, replissant la S_{0-1} , et permettant ainsi l'apparition de la linéation d'intersection-crénelation L_{i-c2} (fig. 96, schéma 4). Des charriages rebroussant la S_1 ont pu être également notés sur cet affleurement.

Nous pouvons noter ici que le contact chevauchant à vergence nord décrit par Ledru et al. (1986) le long de la bande gréseuse située tout au Nord de l'unité à blocs n'a pas pu être précisément localisé sur le terrain. En effet, aucune observation microtectonique ne permet de le déterminer, cette bande de grès n'étant que peu déformée (plissée, schistosée, mais pas de trace de zones mylonitiques par exemple). Ce contact a néanmoins une existence géologique en raison des différences de lithologies exposées dans les deux sous-unités de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (cf. II.1.2.) et sa vergence nord est donnée par le sens de déversement des plis P_1 d'axes N100 observés dans l'ensemble de l'unité à blocs.

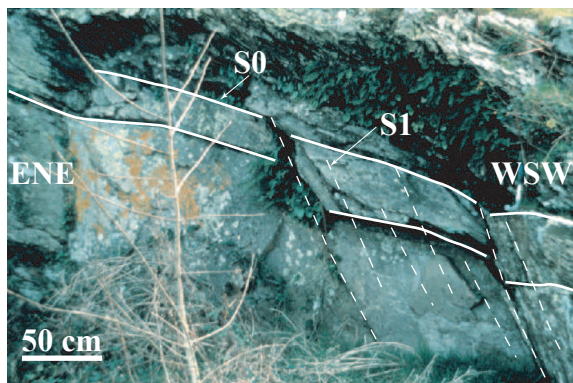


Photo 1 : Grès verts schistosés montrant S0 (N70-25SE) recoupée par S1 (N110-70S) indiquant un déversement vers le N (NW de Denée, étang traversé par la RD132)

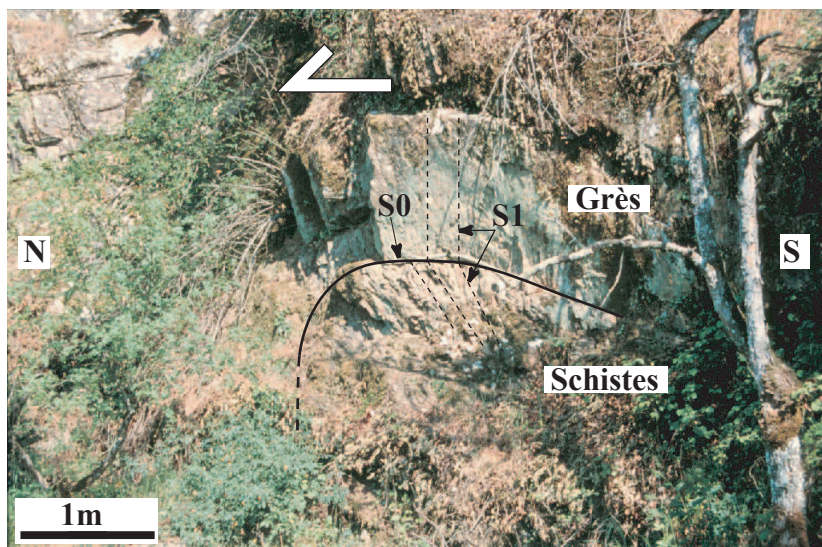


Photo 2 : Pli plurimétrique déversé vers le Nord (axe N100, Les Roches, NE de Denée) exposant S0 et S1 réfracté dans les bancs gréseux plus compétents

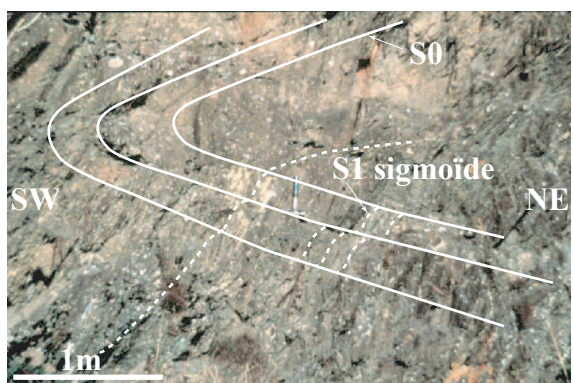


Photo 3 : Niveaux gréseux plissés selon un axe N110, admettant une S1 plan axial sigmoïde (Pierre Béchelle, le long de la Loire, Est d'Epiré)

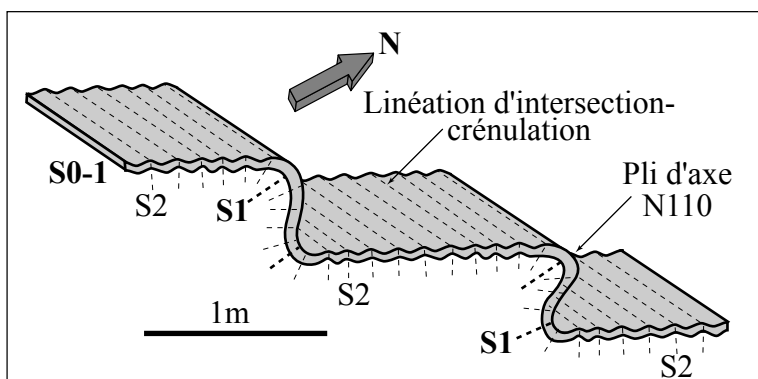


Schéma 4 : Schéma interprétatif de l'Aiglerie (SW de Savennières)

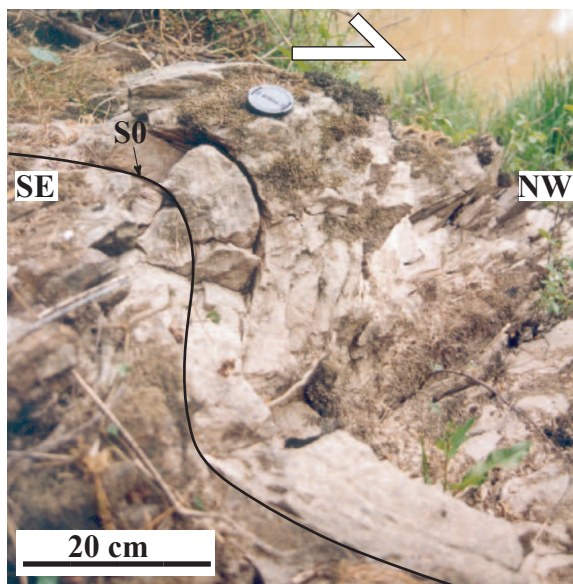


Photo 5 : Pli d'axe N80-50SW dans les bancs gréseux (Champtocé-sur-Loire, rive gauche de la Romme, à proximité du chemin passant sous la RN 23)

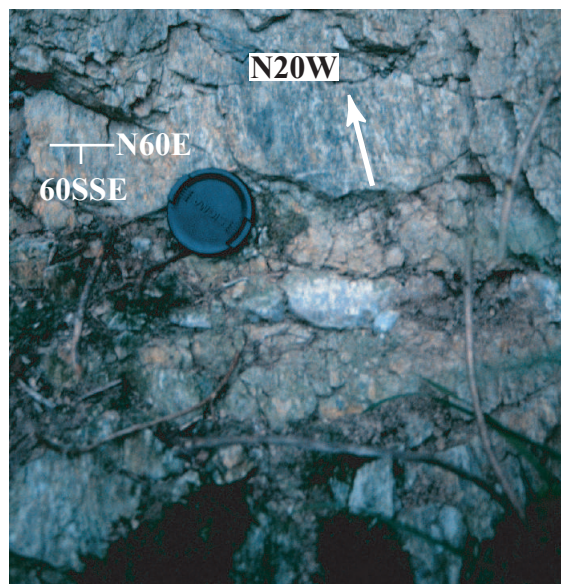


Photo 6 : Linéation d'allongement minérale orientée N20W dans les schistes de la matrice (La Chatellière, NE de Nort-sur-Erdre)

Figure 96 : Macrostructures observées dans la matrice de l'unité à blocs.

Dans la partie occidentale de l'unité à blocs, des plissements de niveaux de quartzites séricitiques feuilletés ont été représentés sur les cartes géologiques au 1/50000^{ème} de Redon et Nozay (Delfour et al., 1984 ; Trautmann et al., 1987 ; fig. 23 et 84). Une telle cartographie a été adoptée en accord avec les conceptions de l'époque. Les auteurs des cartes considéraient alors en effet que l'unité de Saint-Georges-sur-Loire était une série continue, formant un vaste synclinorium déterminable dans sa seule partie occidentale. Une telle interprétation semble devoir aujourd'hui être remise en cause en raison des observations faites dans la partie orientale de cette unité (cf. II.2). De plus, la continuité des affleurements de ces quartzites séricitiques d'âge indéterminé ne semble pas, d'après nos données de terrain, si évidente que l'impression donnée par la représentation cartographique (affleurements localisés dans des carrières ponctuelles).

- Critères microstructuraux

Des lames minces ont été réalisées perpendiculairement aux plans de schistosité S_{0-1} ou S_1 et parallèlement à la linéation d'intersection-crénulation L_{i-c2} ou à la linéation d'allongement L_{algt1} décrites ci-dessus.

Les lames minces taillées perpendiculairement à la linéation de crénulation L_{c2} N140 permettent d'observer la surface crénelée et la schistosité S_2 plan axial des microplis (p. ex. coupe de la Roche Aireau, fig. 85, photo 5). Sur une lame mince réalisée dans les argilites rouges affleurant dans le chemin des Rondières, au NNW de Thouarcé (fig. 22), parallèlement à la linéation de crénulation orientée L_{c2} N90 et perpendiculairement au plan de schistosité S_1 orienté N90-subhorizontal nous avons pu déterminer des marqueurs en fuseaux à remplissage de microcristaux de quartz, allongés selon les plans de schistosité. La majorité des marqueurs sont coaxiaux, d'autres sont légèrement asymétriques et montrent des mouvements de la partie supérieure de l'échantillon soit vers l'Ouest, soit vers l'Est (fig. 97, photo 1).

Les lames minces réalisées parallèlement à la linéation d'allongement L_{algt1} et perpendiculairement au plan de schistosité S_1 permettent de déterminer des plissements et boudinages de lamines argilo-quartzeuses dans les échantillons de la matrice. Ces structures sont probablement liés à une déformation synsédimentaire de type slump (fig. 97, photos 2 et 3). Des structures liées à des déformations d'origine tectonique sont également déterminables. Il s'agit de marqueurs asymétriques cisailés indiquant des sens de mouvements majoritairement vers le NE (fig. 97, photo 3), ou bien de cristaux sigmoïdes indiquant des mouvements de la partie supérieure vers le NNW (fig. 97, photo 4).

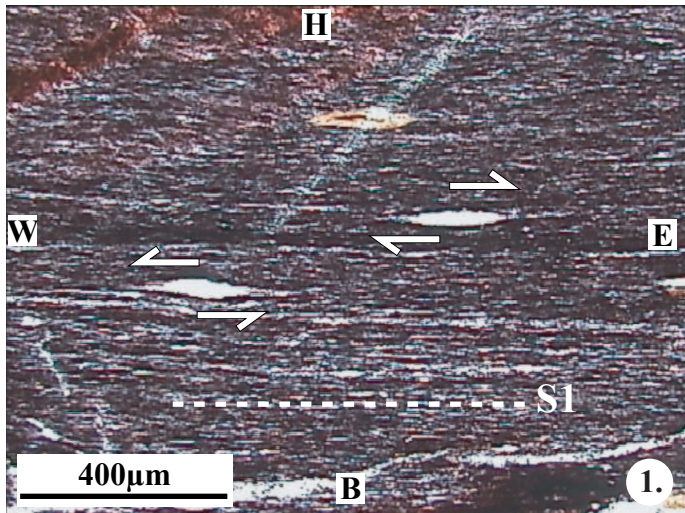


Photo 1 : Marqueurs légèrement asymétriques dans une argilite taillée parallèlement à L crénulation et indiquant deux sens de mouvement (H vers l'W et H vers l'E, LPA ; Chemin des Rondières, l.m. 14.3)

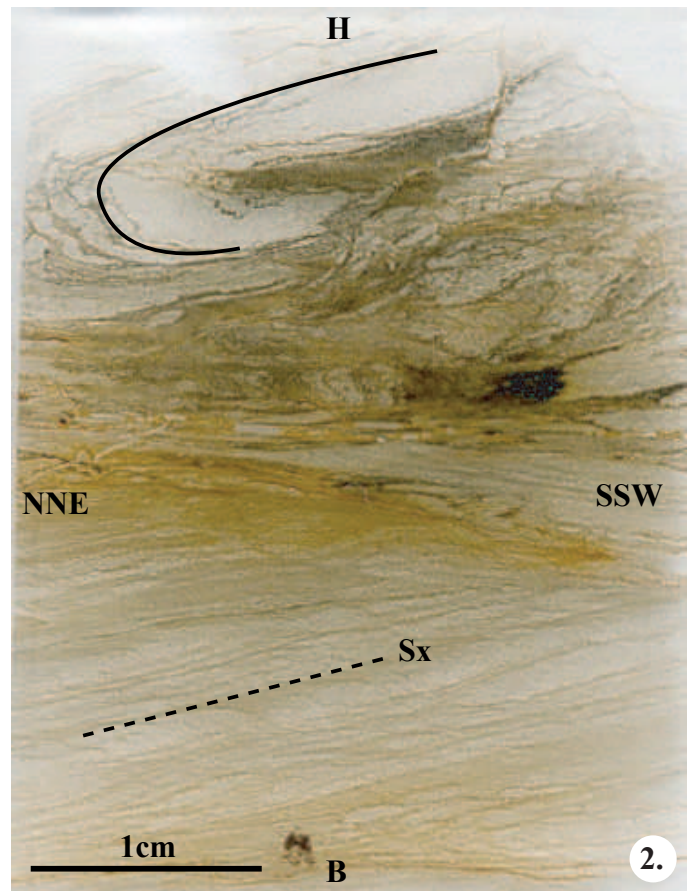


Photo 2 : photo de lame mince taillée parallèlement à la direction N10 et perpendiculairement au plan de Sx N10-30W montrant dans sa partie supérieure un plissement de la S0 (alternance de lamines silteuses et argileuses), reposant sur une partie inférieure argilo-silteuse schistosée (Clos du Moulin Sainte-Catherine, l.m. 9.15B)

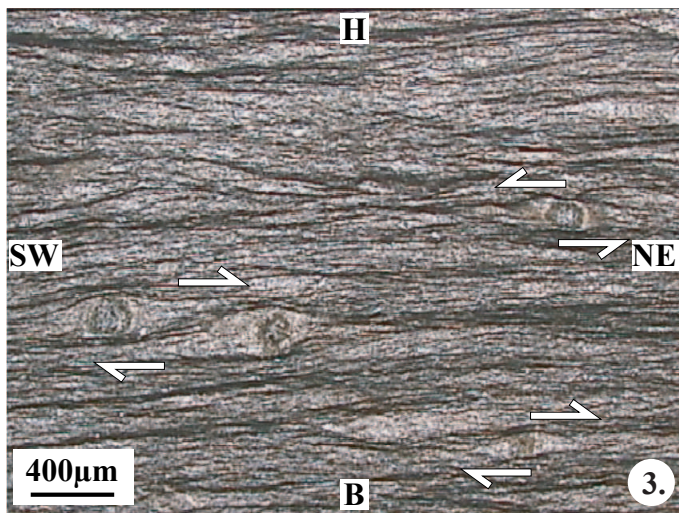


Photo 3 : Marqueurs asymétriques dans une roche argilo-silteuse boudinée et plissée. Coupe parallèle au N50 argilite et perpendiculaire à la schistosité N90-55S (Route de Coutances, l.m. 26.10)

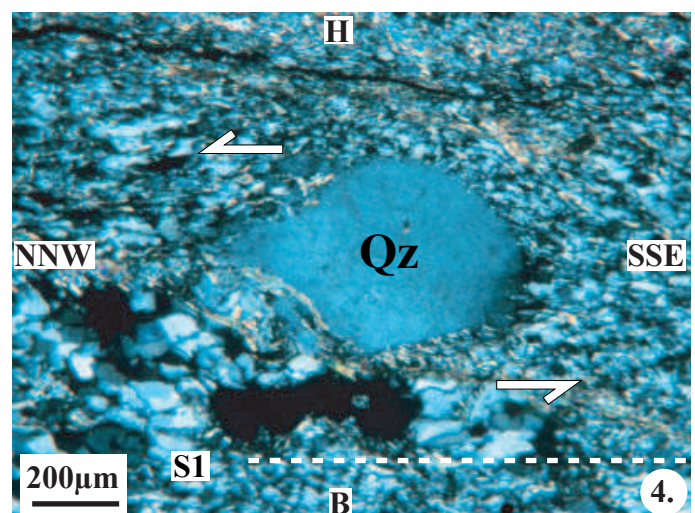


Photo 4 : Quartz sigmoïde indiquant un mouvement de la partie supérieure vers le NNW dans les micaschistes de la matrice (coupe parallèle à la Lalt N20W et perpendiculaire au plan de schistosité, cf. photo 6, fig. 99, La Chatellière, NE de Nort-sur-Erdre, l.m. 42.1)

Figure 97 : Microstructures observées dans la matrice de l'unité à blocs.

II.4. L'unité sans blocs

II.4.1. Limites de cette unité

La limite méridionale de cette unité correspond au chevauchement séparant l'unité à blocs méridionale de l'unité sans blocs septentrionale, au toit de la bande gréseuse discontinue décrite dans le paragraphe précédent (II.3., fig. 98). Ce chevauchement est recoupé à l'Ouest par le granite carbonifère de Questembert et se prolonge à l'Est, sous les sédiments du Bassin de Paris (fig. 98).

La limite septentrionale de l'unité sans blocs est située au mur de la bande ardoisière de Trélazé-Guémené-Penfao (Llanvirm-Llandeilo) qui constitue le flanc sud de l'anticlinal de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé (fig. 11 et fig. 98). Cette limite est appelée « faille de Freigné » par Cavet et al. (1986). Elle est considérée par Cavet et al. (1986) comme une surface chevauchante à vergence nord car l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire et l'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé présentent des lithologies différentes.

La limite occidentale est située sur la feuille au 1/50000^{ème} de Questembert (Plaine et al., 1982), à l'Ouest de Redon, entre les BNCSA et BSCSA (fig. 98). Cette région est également recoupée par le granite carbonifère de Questembert autour duquel s'est développée une auréole de métamorphisme (Plaine et al., 1982).

Vers l'Est, l'unité est masquée par les sédiments du Bassin de Paris, dans la région de Brissac-Quincé (fig. 98).

Remarque préliminaire sur l'âge de l'unité sans blocs :

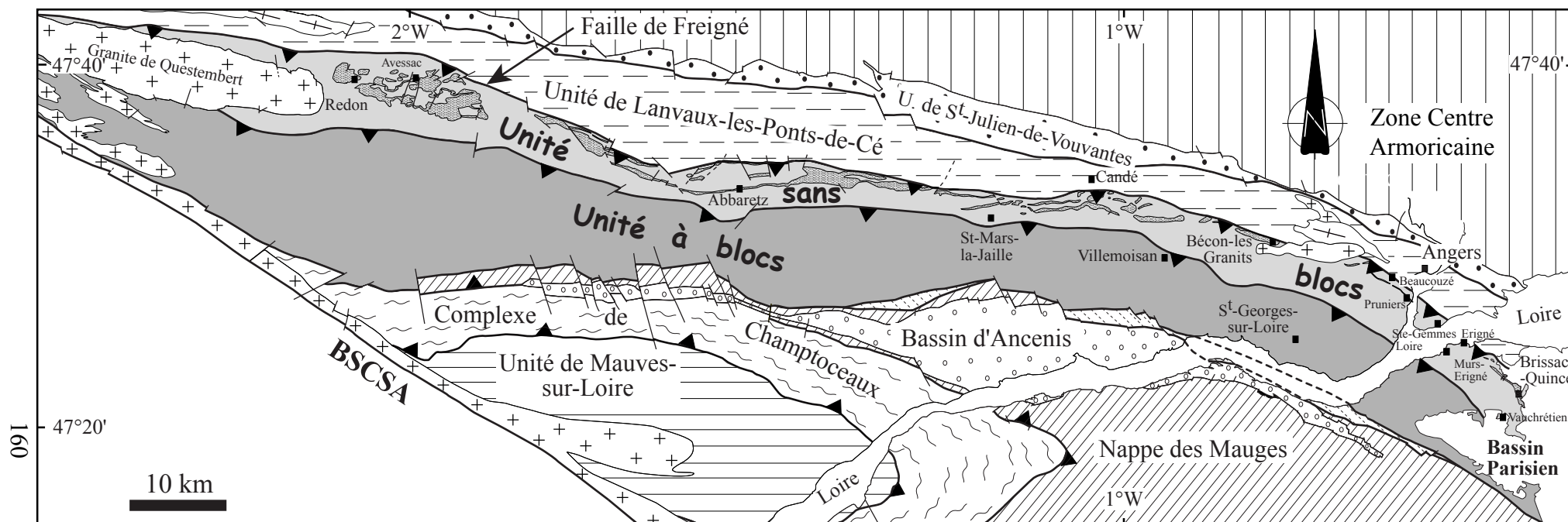
Une grande confusion règne quant à l'âge exact de cette unité. Elle est en grande partie causée par les appellations locales employées par les auteurs des différentes cartes au 1/50000^{ème} couvrant cette unité sans blocs (cf. II.2., fig. 19 et 20 et annexe 1), par l'absence de fossiles, mais également par les problèmes d'attribution de la bande silurienne des ampélites du Houx à l'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé ou à l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire.

Sur la carte de Nozay par exemple (Trautmann et al., 1986), la limite supérieure de l'unité sans blocs peut-être attribuée au Llandovery car des ampélites à faciès semblables à celles du Houx ont été trouvées alternant dans les grès d'Abbaretz considérés comme Caradoc-Llandovery.

Pour Cavet et al. (1986), la bande ampélitique du Houx, orientée WNW-ESE s'étend depuis le NW de la Meilleraye de Bretagne et jusqu'au Nord de Brissac-Quincé (fig. 82). Elle a pu être datée grâce à des Graptolithes découverts à l'WNW du Louroux-Béconnais et correspond soit au sommet du Llandovery, soit à la base du Wenlock (S. Willfert in Cavet et al., 1986). Selon Cavet et al. (1986), cette étroite traînée ampélitique fait partie intégrante des schistes de Trélazé-La Pouëze-Guémené-Penfao et souligne la retombée méridionale de l'unité structurale de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé.

Nous sommes plutôt d'accord avec cette interprétation car nous n'avons jamais reconnu d'ampélites dans la partie septentrionale de l'unité sans blocs. Nous les avons toujours observées en étroites relation avec les schistes ardoisiers de Trélazé-La Pouëze-Guémené-Penfao (A Martigneau par exemple, au Sud de Juigné-sur-Loire ou dans la coupe de Château Brillant, au Sud de la Baumette dans l'agglomération d'Angers, feuille au 1/50000^{ème} d'Angers, Cavet et al., 1976).

En tout état de cause, en considérant les différents âges attribués par les auteurs des différentes cartes couvrant l'unité sans blocs (fig. 18, 19 et 20), l'âge de cette unité s'étalerait depuis l'Ordovicien moyen (Llanvirm – Llandeilo avec les schistes de Nozay, de la Meilleraye et de Saint-Perreux, Fourniguet et Trautmann, 1985 et Trautmann et Cagnet-Mawhin, 1988) jusqu'à l'Ordovicien supérieur (Cardadoc-Asghill avec les grès de la forêt d'Ancenis, Bureau



Unité de Saint-Georges-sur-Loire

Unité sans blocs



Unité schisto-gréseuse (Ordovicien inf. à Silurien inf. ?)
g : grès de la forêt d'Ancenis (Caradoc)

■ Localités mentionnées dans le texte

Figure 98 : Limites de l'unité sans blocs (sous-unité septentrionale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, modifiée d'après Cartier et al., 2001)

1900, Henry et Pillet dans Dubreuil et al., 1989) et peut-être au Silurien inférieur avec les quartzites culminants de Redon. Ces quartzites sont attribués au Llandovery inférieur car les phtanites à graptolites (équivalent des ampélites du Houx, Cavet et al., 1986) leurs succèdent immédiatement au Nord (Fourniguet et Trautmann, 1985).

II.4.2. Contenu lithologique

La partie orientale de cette unité sans blocs semble, comme l'avaient déjà remarqué certains auteurs des cartes géologiques au 1/50000^{ème} (p. ex. Dubreuil et al., 1989), composée du Sud au Nord et de haut en bas par (fig. 98):

- une alternance monotone de schistes et de grès peu caractéristiques qui couvrent la majeure partie de l'unité sans blocs,
- une bande de grès – quartzite dans laquelle on trouve des intercalations de schistes noirs à passées sub-ardoisières qui jouxtent la limite avec l'unité septentrionale de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé.

Cette remarque est également valable pour la partie occidentale de l'unité à blocs, mais il est moins aisé de reconnaître les deux zones citées précédemment en raison des différents plis existant dans cette zone (ex., synclinal de Rochefort-en-Terre (Plaine et al., 1982); synclitorium de Nozay (Trautmann et al., 1988)). Comme indiqué sur la figure 84, la zone méridionale de l'unité sans blocs est occupée par une alternance de schistes et grès connus sous des appellations locales (p. ex. schistes de Saint-Perreux, Fourniguet et Trautmann, 1985) et la zone septentrionale, par les grès de Redon et les quartzites culminants, équivalents probables de la bande de grès – quartzite reconnue dans la partie orientale de l'unité (Cavet et al., 1986). Nous allons donc tout d'abord examiner le contenu lithologique de la zone schisto-gréseuse de cette unité sans blocs, puis le contenu de la bande de grès – quartzite à intercalations de schistes noirs à passées sub- ardoisières.

II.4.2.1. Les alternances schisto-gréseuses

- Données de terrain

Ces alternances schisto-gréseuses sont les formations les plus représentées dans l'unité sans blocs. Elles se composent de bancs de grès fins de couleur grisâtre en majorité ou violacée (carrière située dans la forêt de Brissac, à l'Est de Vauchréty, fig. 98). La taille de ces bancs est variable, il s'agit soit de simples intercalations gréseuses centimétriques au sein des schistes (p. ex coupe le long de la D104 allant de Bécon-les-Granits à Villemoisin, près du lieu dit « la Mal Tournée », fig. 98 ou le long du GR3 longeant le Louet à Mûrs-Erigné par exemple, fig. 99, photo1), soit de bancs de taille plurimétrique toujours intercalés dans ces schistes (p. ex grès de Pruniers affleurant le long de la Maine au SW d'Angers, fig. 98). Les formations schisteuses, plus abondantes que les intercalations gréseuses, affleurent de façon plus sporadique. Elles sont de couleurs variables, beige-verdâtres quand elles sont altérées (p. ex les schistes affleurant dans le talus de la route avant la ligne TGV après le lieu dit « Bouix », au NE d'Avessac dans la région de Redon, fig. 98) et noires à grises quand elles sont saines (p. ex celles reconnues sur la falaise d'Erigné le long du Louet - GR3, fig. 98).

Dans ces alternances schisto-gréseuses, on trouve fréquemment des filons de quartz (fig. 99, photo 1). Ces alternances admettent également des intercalations de roches acides (p. ex à Erigné ou près de la Maison de retraite du Lac de Maine à Pruniers, fig. 98).

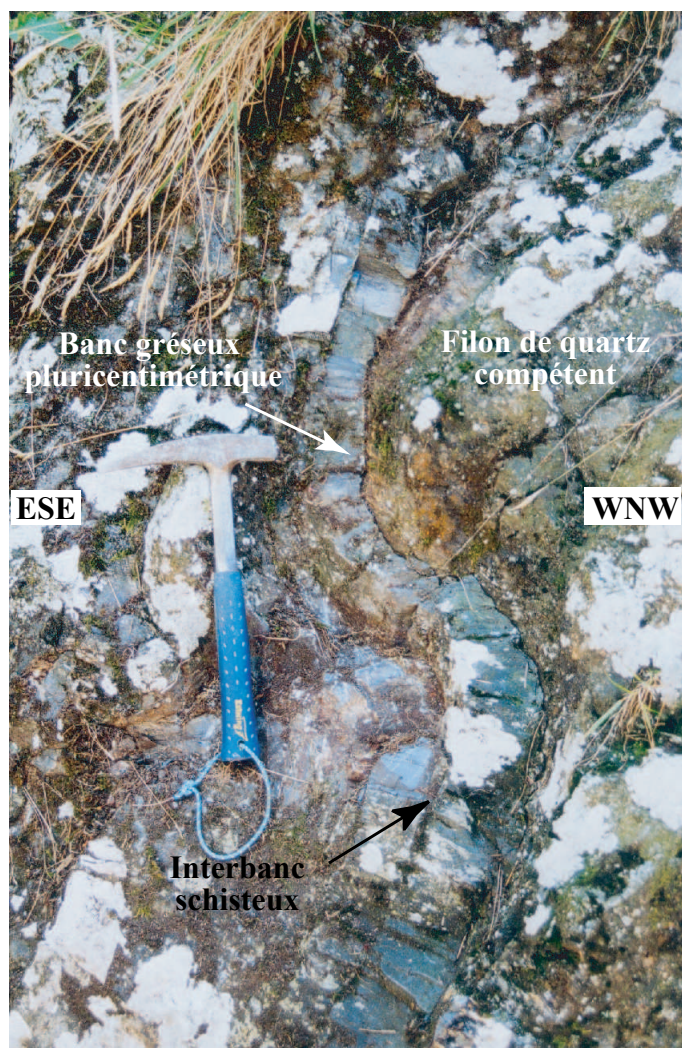


Photo 1 : Alternance de bancs gréseux et d'interbancs schisteux plissés autour d'un filon de quartz plus compétent (GR 3, le long du Louet, Erigné)

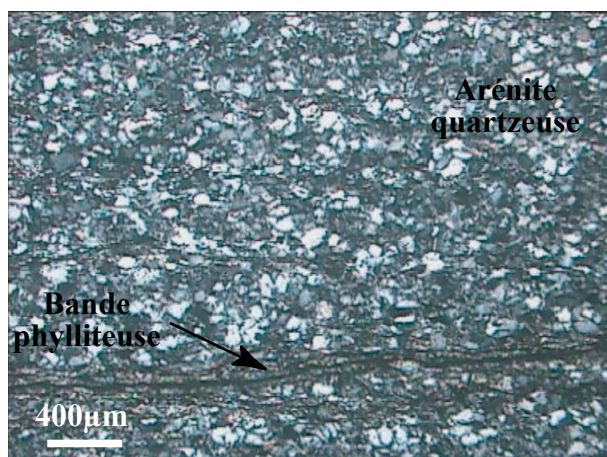


Photo 2 : Arenite quartzreuse laminée en LPA (GR3, le long du Louet, Erigné, l.m. 24.3D)

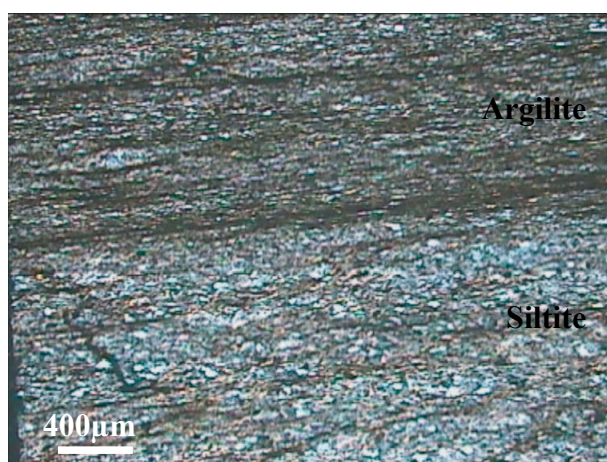


Photo 3 : Alternance de bandes silteuses et argileuses en LPA (ZI du Pin, sous le pont de la RN 23, Sud de Beaucouzé, l.m. 37.8A)

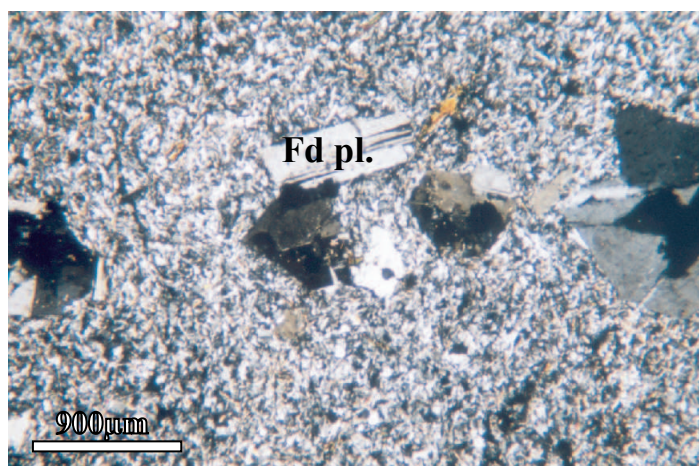


Photo 4 : Roche acide filonienne observée en LPA (Mûrs-Erigné, l.m. 21.1B)

Figure 99 : Les alternances schisto-gréseuses et les roches acides de l'unité sans blocs, aspects macroscopiques et microscopiques

- Pétrographie

- Les intercalations gréseuses

Elles sont constituées principalement par des arénites quartzeuses à grains de taille homogène (de 60 à 100 μm , fig. 99, photo 2). Les grains de quartz présentent des contours anguleux à sub-anguleux et ont des extinctions onduleuses. Ils ne sont pas jointifs et baignent dans une matrice phylliteuse (muscovite, séricite et chlorite) qui forme, dans certaines lames, des bandes plus ou moins continues, conférant un aspect lité à la roche. La proportion de matrice ne dépasse jamais 15% de la totalité de la roche. De nombreux minéraux opaques peuvent être présents, donnant à la roche une couleur rougeâtre (p. ex. grès échantillonné dans une ancienne carrière dans la forêt de Brissac-Quincé, à l'Est de Vauchrétien (éch. 11.8A), fig. 98). Les zircons détritiques y sont fréquent, tout comme les filonnets à remplissage de quartz en peignes.

- Les schistes

Les formations schisteuses sont composées de siltites fines, à quartz microscopiques englobés dans une matrice phylliteuse, ou d'argilites noirâtres à grisâtres. Ces deux faciès peuvent alterner, c'est ce que nous avons pu observer par exemple dans les roches affleurant sous le pont de la RN 23 dans la Zone Industrielle du Pin, située au Sud de Beaucouzé (fig. 99, photo 3 et fig. 101). Les argilites noires ou grises peuvent admettre des éléments lenticulaires gréseux composés de quartz de tailles variables à extinction onduleuse (p. ex. éch. 24.9C' récolté à Pruniers, à proximité de la maison de Retraite du Lac de Maine, fig. 98).

- Les « intercalations » de roches volcaniques acides

Des roches volcaniques de compositions acides ont été récoltées à Erigné centre, au carrefour entre la D768 direction Doué-la-Fontaine, la N160 direction Les-Ponts-de-Cé d'une part et à Pruniers, dans un talus de la D111 en face de la Maison de retraite du Lac de Maine d'autre part (fig. 98, échantillons 21.1B et 24.9A et B). Elles ont déjà été reconnues sur la carte géologique au 1/50000^{ème} d'Angers (Cavet et al., 1976), où les auteurs les qualifiaient de « roches éruptives interstratifiées ». Leur mode d'affleurement n'est pas très clair, mais, en ce qui concerne la roche observée à Erigné, elle affleure de façon discordante avec les schistes gris encaissants, c'est donc probablement une roche filonienne. C'est une roche de couleur beige claire et massive.

L'échantillon récolté à Erigné (éch. 21.1B, fig. 98) est de composition acide. Il présente une texture microgrenue porphyrique (fig. 99, photo 4). On y a déterminé des phénocristaux de feldspaths millimétriques séricitisés (oligoclase et feldspaths potassiques) et certains cristaux de plagioclases sont automorphes. De rares phénocristaux de quartz et quelques biotites millimétriques à inframillimétriques en cours de chloritisation existent également. Le fond de la roche est composé de quartz microscopique, de chlorite en fuseaux et de microlithes de plagioclases. De l'épidote accessoire a pu être déterminée. Ce faciès acide est probablement lié au volcanisme carbonifère et doit être rattaché au granite de Bécon-les-Granits et de Saint-Lambert-la-Potherie affleurant dans l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé (cf. fig. 98 et chapitre III).

- Datation

Comme nous l'avons évoqué précédemment, peu de datations existent dans l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire. Les alternances schisto-gréseuses ne sont pas datées précisément car elles ne présentent pas de fossiles. L'âge des schistes aux appellations locales est en général déduit de leurs positions. Les schistes de Saint-Perreux décrits sur la feuille au

1/50000^{ème} de Nozay par exemple sont datés Caradoc-Asghill car ils sont situés sur les grès armoricains et sous les grès d'Abbaretz (équivalent des grès caradoc de la forêt d'Ancenis, Trautmann et Cagnet-Mawhin, 1988).

II.4.2.2. La bande de grès-quartzite du Nord et ses intercalations de schistes sub-ardoisières

- Données de terrain

Cette bande de grès-quartzite est située dans la partie nord de l'unité sans blocs, à quelques centaines de mètres du contact entre l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé et parallèlement à ce contact (Cavet et al., 1986, fig. 82). Elle s'étend, de façon discontinue depuis Redon avec les grès de Redon et les quartzites culminants, en passant par Abbaretz, Bécon-les-Granits et jusqu'au Nord de Brissac-Quincé (Cavet et al., 1986, fig. 98). Peu d'affleurements existent, mais cette bande est bien reconnaissable dans le paysage où elle constitue une ligne de crêtes orientée WNW-ESE.

Cette bande est constituée de grès ou de quartzites blancs à gris, présentant de façon générale une patine rouge-orangée due à la circulation d'oxydes de fer en solution (fig. 100, photo 1). Certains affleurements conservent la trace des plans de stratification bien déterminables grâce à l'alternance de bandes gris clairs pluricentimétriques et de bandes grises plus sombres infra-centimétriques (fig. 100, photo 2). La taille des grains de ces formations gréseuses varie et, par place, des échantillons montrent des « graded bedding » permettant de déterminer la polarité sur l'affleurement (éch. COM 15, coupe des environs de Beauveau, Sud de Candé, fig. 100 a. et b.). Ces grès-quartzites admettent des intercalations plus ou moins épaisses de schistes noirs, à passées sub-ardoisières (fig. 100, photo 2). Ces alternances schisto-gréseuses sont particulièrement bien exposées le long de la RD 923 reliant Candé à Ancenis, dans les trois buttes recoupées par la route (fig. 100 a., localisation de la coupe). En se déplaçant du Sud au Nord sur cette coupe relativement continue, nous avons pu constater une progression avec une proportion de schistes noirs très importante au Sud, qui diminue ensuite régulièrement au profit de bandes gréseuses vers le Nord (fig. 100 b., coupe).

- Pétrographie

- La bande de grès-quartzites du Nord

Elle est composée de grès en majorité orientés et déformés sous forme de quartzites. La taille des grains de quartz varie dans ces faciès grés-quartzitiques qui restent des faciès très peu caractéristiques.

Les grès de Redon se présentent sous forme de grès quartzitiques à grains de quartz jointifs présentant des contours dentelés et une extinction onduleuse. Ils sont très riches en minéraux opaques de type oxydes et hydroxydes donnant à la roche une couleur rouge. La taille des grains de quartz est importante. Les chlorites et micas sont en quantité peu importante et il existe de nombreux zircons accessoires.

Les quartzites culminants présentent des grains de taille plus conséquente (150 µm de grand axe pour les plus gros) et une extinction onduleuse (fig. 100, photo 3). Ces grains sont jointifs et traversés par de nombreux filonnets quartzeux. Ils diffèrent des grès de Redon par la taille plus conséquente des grains de quartz et par l'aspect plus massif à l'affleurement (Fourniguet et Trautmann, 1985).

Les faciès rapportés au grès de la forêt d'Ancenis au sens strict (ceux affleurant sur la feuille de Saint-Mars-la-Jaille au 1/50000^{ème}, Dubreuil et al., 1988) ne sont pas très caractéristiques et diffèrent peu de ceux décrits précédemment. Ils peuvent être fins et imprégnés d'oxydes de fer ou plus grossiers à quartz inframillimétriques déformés et

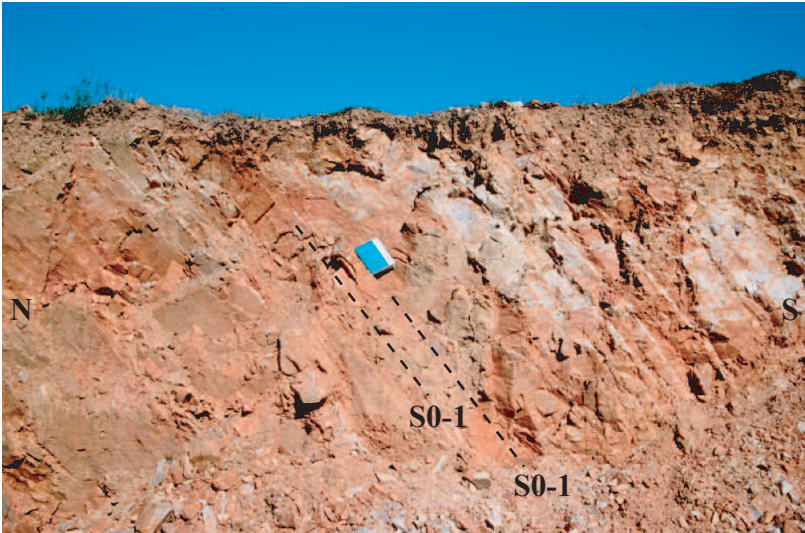


Photo 1 : Aspect des grès-quartzites affleurant dans une ancienne carrière au lieu dit "le Haut Chemin" au NW de Bécon-les-Granits. La patine rouge recouvre la majeure partie des bancs de quartzites pluricentimétriques.

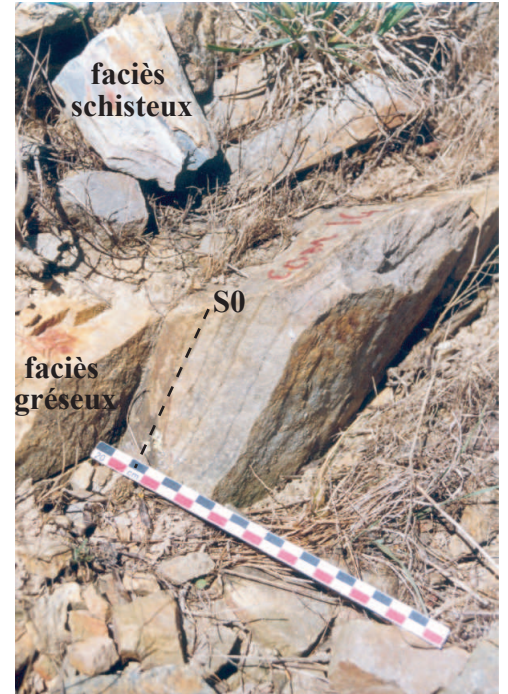
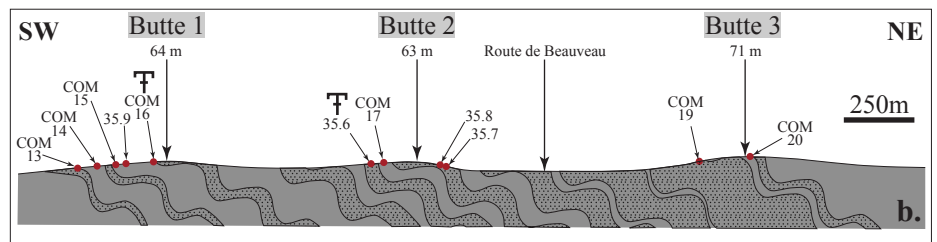
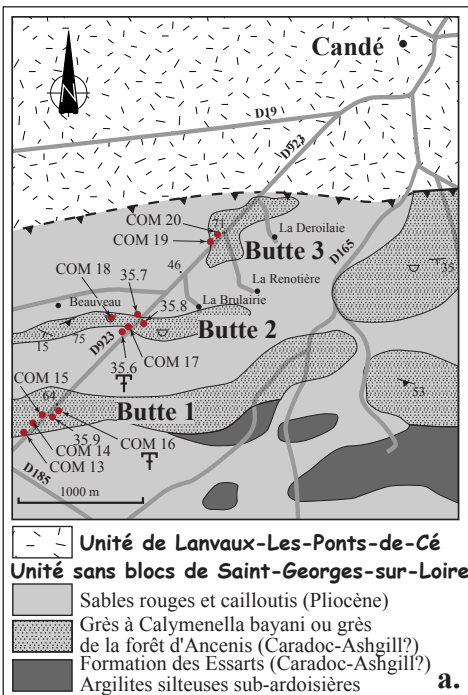


Photo 2 : Plans de stratification visibles dans les grès-quartzites affleurant le long de la D923, dans les environs de Beauveau, au Sud de Candé (éch. COM 14).



b. Coupe schématique interprétative de la succession schistes à faciès sub-ardoisiers / quartzites affleurant le long de la RD923 reliant Candé à Ancenis et localisation des différents échantillons récoltés.

a. Carte schématique indiquant la localisation des schistes à faciès sub-ardoisiers / quartzites affleurant le long de la RD923 reliant Candé à Ancenis et localisation des différents échantillons récoltés.



Photo 3 : Aspect microscopique des quartzites culminants en LPA (La réunion, SW d'Avessac, SE de Redon, l.m. 41.5)

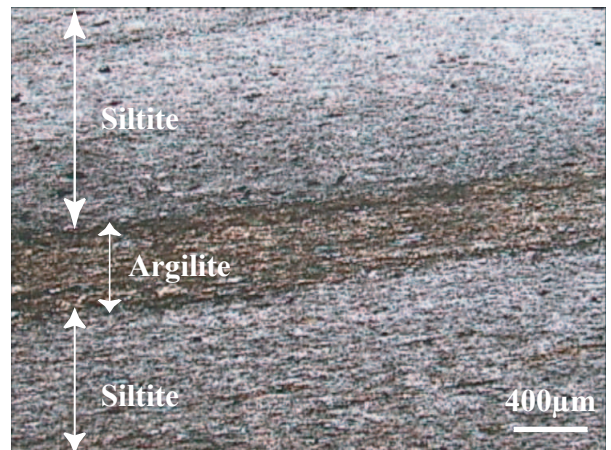


Photo 4 : Alternance de siltites fines et d'argilites en LPA (D923, dans les environs de Beauveau, au Sud de Candé, l.m. 35.7)

Figure 100 : La bande de grès-quartzite du Nord de l'unité sans blocs et ses intercalations de schistes sub-ardoisiers, aspects macroscopiques et microscopiques

allongés. Ces quartz peuvent être jointifs ou bien noyés dans une matrice quartzeuse ou quartzo-phylliteuse en quantité variable. Les zircons n'y sont pas rares tout comme les granules de minéraux opaques.

➤ Les intercalations de schistes à faciès sub-ardoisiers

Ces schistes à faciès sub-ardoisiers sont souvent lités et présentent une alternance de siltites fines et d'argilites (fig. 100, photo 4). De nombreux minéraux opaques microscopiques sont disséminés dans toute la roche et les oxydes de fer peuvent imprégner la totalité de la roche (fig. 100, photo 4).

• Datation

Ces grès – quartzite formant la dorsale Abbaretz-Bécon (Cavet et al., 1986) ont été datés grâce à des trilobites trouvés par Bureau (1900) sous forme de « pierres volantes » sur le territoire de la carte au 1/50000^{ème} de Saint-Mars-la-Jaille (Dubreuil et al., 1989). Deux gisements fossilifères à *Calymenella bayani*, ont permis de donner un âge Ordovicien supérieur (Caradoc – Ashgill) à cette bande de grès-quartzite. Cette détermination a été confirmée par Henry et Pillet pour la carte de Saint-Mars-la Jaille (Dubreuil et al., 1989).

Intercalés entre ces bancs de grès - quartzite, on trouve des faciès schisteux à passées sub-ardoisières, qui sont l'équivalent des appellations anciennes des « schistes de la Meilleraye » et « schistes des Essarts » (Carte Ancenis au 1/80000, Cavet et al., 1970 (Chalonnais 1/50000^{ème}) et Cavet et al., 1976 (Angers 1/50000^{ème})). Quelques échantillons appartenant à ces faciès sub-ardoisiers, considérés précédemment comme azoïques ont fait l'objet d'une extraction de microfossiles organiques. Ce sont des argilites et des siltites noires qui ont été broyées et attaquées par différents acides afin d'en extraire les microfossiles, de la même façon qu'indiqué précédemment pour la datation de la matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (II.3.2.3, datation). Ces extractions ont été réalisées, tout comme celles de l'unité à blocs, en majeure partie à l'université de Rennes I (Laboratoire de paléontologie, encadrement D. Bernard et F. Paris) et à l'université Catholique de l'Ouest à Angers (IRFA).

- *Quelques généralités sur les chitinozoaires (Paris, 1993)*

Architecture : Ils sont constitués d'une loge (à symétrie radiaire) terminée par un col (ouverture). Leur forme rappelle celle d'une bouteille ou d'un vase (fig. 101). La longueur de la loge va de 50 à 2000µm avec une longueur moyenne de l'ordre de quelques centaines de microns. Les loges peuvent être accolées et former des chaînes (fig. 102). On ne peut pas parler de colonie car les loges ne communiquent pas. Les formes ainsi que l'ornementation de leurs parois organiques (fig. 103) ont changé de façon rapide en fonction du temps.

Répartition : Ils sont connus du début de l'Ordovicien (Tremadocien) jusqu'au Dévonien terminal (Fammenien, fig. 104). Ils sont exclusivement trouvés dans les sédiments marins et dans les dépôts fins comme les shales, les siltstones et les cherts, mais aussi dans les calcaires et les grès argileux fins.

Abondance : Leur abondance varie suivant les conditions physico-chimiques du milieu (température, salinité, turbidité des eaux, position paléogéographique...) et les contraintes hydrodynamiques qui contrôlent la sédimentation. Elle est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'individus par gramme de roche dans les échantillons fertiles.

Biostratigraphie : La morphologie des chitinozoaires a beaucoup changé au cours du Paléozoïque. Elle peut également être affectée par le métamorphisme. Les chitinozoaires deviennent alors opaques et fragiles en raison d'une maturation de la matière organique (carbonification). Les loges des chitinozoaires sont aplaties lors de la diagenèse (avec le départ de l'eau) ou bien à cause de l'apparition d'une schistosité dans la roche. Ce sont des

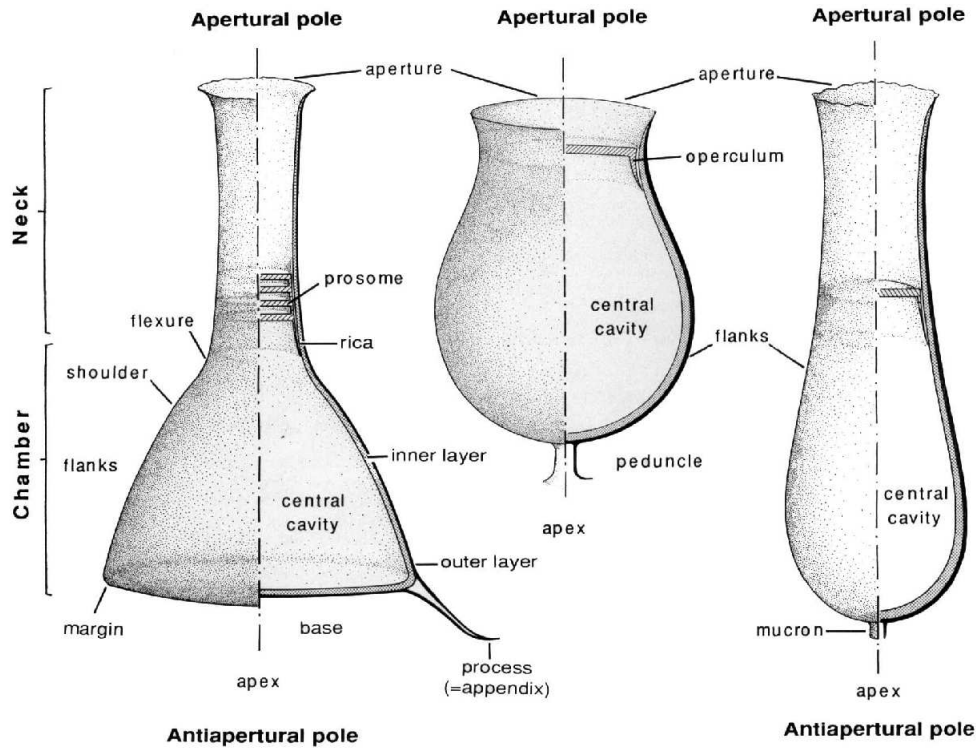


Figure 101 : Diagrammes morphologiques et structuraux des trois principaux types de chitinozoaires (A : Lagenochitinoidea, B : Desmochitinoidea, C : Conochitinoidea ; Paris et al., 1999)

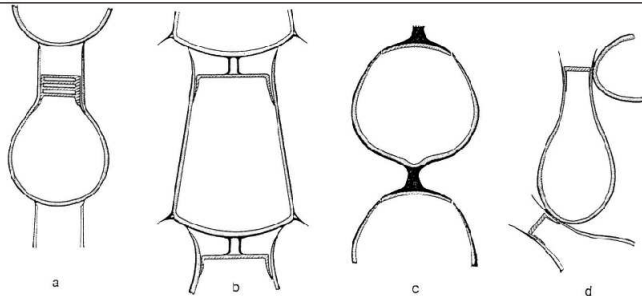
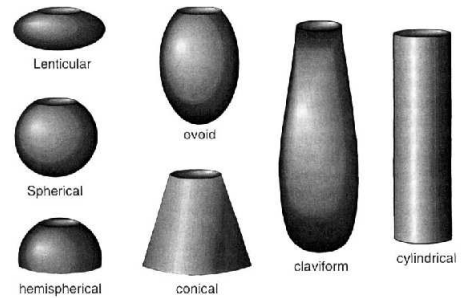
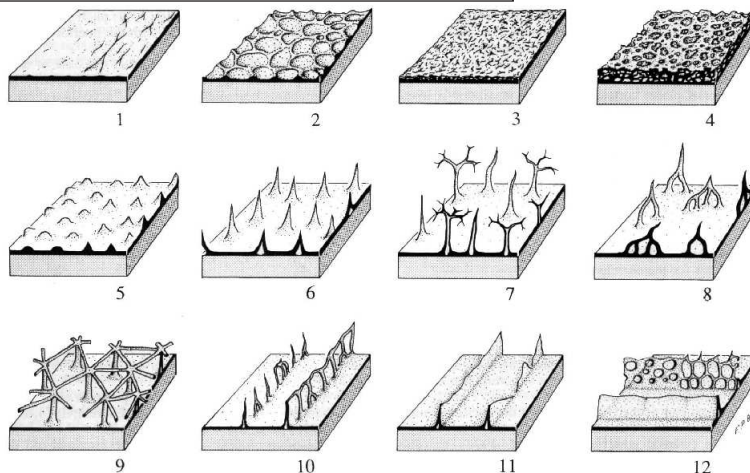


Figure 102 : Principaux types de liaison caténaire chez les chitinozoaires (a : liaison par simple juxtaposition, b : Liaison par double adhérence, c : liaison renforcée, d : Liaison hélicoïdale ; Paris, 1981)



a. Forme de la panse des chitinozoaires (Paris et al., 1999)



b. Principaux types d'ornementation chez les chitinozoaires (grisé : couche interne, noir : couche externe, blanc : parties creuses, Paris et al., 1999)

1 : surface lisse ou chagrinée ou à corrugations, 2 : surface fovéolée ou réticulée, 3 : surface feutrée, 4 : surface spongieuse, 5 : cônes et tubercules, 6 : ornementation épineuse, 7 : poils simples ou ramifiés, 8 : poils multipodes, 9 : ornementation en treillis, 10 : épines simples ou anastomosées en files verticales parallèles, 11 : crêtes membraneuses verticales parallèles, 12 : carène horizontale, membraneuse, perforée ou réticulée.

Figure 103 : Formes et ornements chez les chitinozoaires

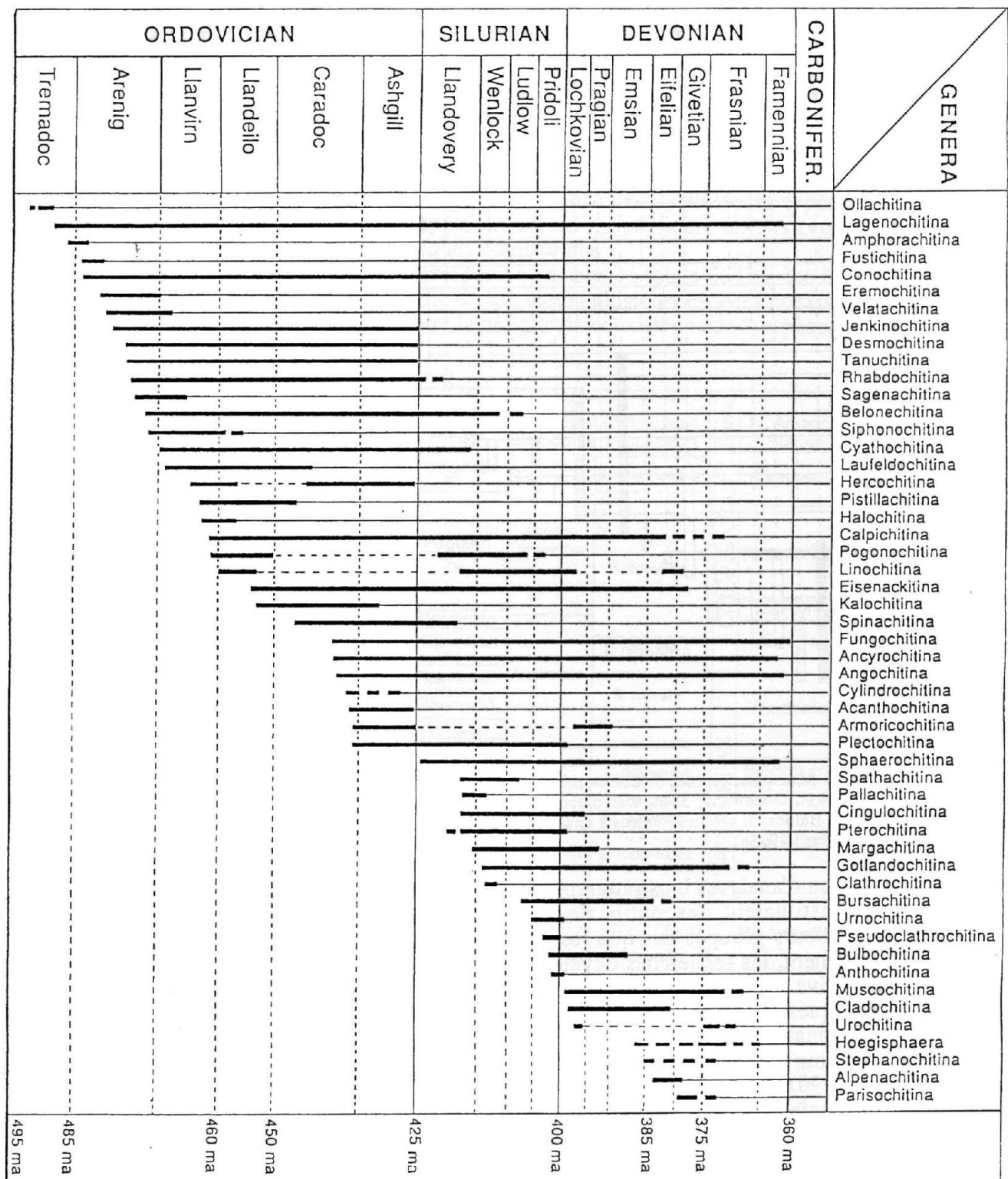


Figure 104 : Repartition stratigraphique des principaux genres de Chitinozoaires (âges radiométriques Odin et Odin 1990, Paris, 1993)

marqueurs paléobiogéographiques, ils donnent des indices de faciès proximaux ou distaux. Leur ornementation ont changé tout au cours du temps. Ces organismes ont connu une phase de radiation importante depuis le Tremadocien supérieur, jusqu'au milieu de l'Ordovicien moyen. C'est durant cette période que la moitié des innovations connues chez les chitinozoaires se mettent en place (Paris et al., 1999).

Affinités : Ils sont encore mal connus, bien qu'ils aient été décrits pour la première fois en 1931 par un micropaléontologue allemand, Alfred Eisenack. Malgré de nombreuses incertitudes et controverses, ils sont aujourd'hui considérés comme des œufs de métazoaires marins à corps mous (Grahn, 1981, Paris et Nolvak, 1999, Paris, 2000). Cette idée vient du fait de leur mode d'agencement quand ils sont trouvés en nombre. Ils forment alors soit des hélices avec les opercules situés vers l'intérieur (de façon à pouvoir évacuer facilement ce que contiennent les œufs), soit des amas non organisés avec des opercules vers l'extérieur, ce qui est semblable à ce qui existe dans l'oviducte d'un animal avant la ponte.

- *Résultats des extractions réalisées sur les échantillons de l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire*

Quatre échantillons de schistes noirs (argilites à siltites) ont été attaqués et broyés pour l'extraction de microfossiles organiques (annexe 8). Ces roches, tout comme celles attaquées précédemment, sont fortement schistosées. Elles ont été systématiquement attaquées à la liqueur de Schulz car les résidus étaient noirs et très épais après attaque à l'acide fluorhydrique (annexe 8). Les caractéristiques des échantillons sont rappelées dans le tableau ci-après et leur localisation indiquée sur la figure 78.

Localité échantillonnée	Description de l'échantillon	Observations
Ech 35.6 : Environs de Beauveau (SW de Candé), le long de la RD 923 vers Ancenis, butte n°2	Schistes noirs très fins sans trace de microfossiles à la binoculaire intercalés dans les grès de la forêt d'Ancenis attribués au Caradoc.	Présence de fragments de chitinozoaires dans les fractions supérieure et inférieure à 53µm. Ech. POSITIF.
Ech COM 16 : Environs de Beauveau (SW de Candé), le long de la RD 923 vers Ancenis, butte n°1	Schistes noirs fins (argilites). Circulation d'oxydes de fer importante sur les plans de schistosité et sur les coupes exposées à l'altération. Présence de veines à sulfures ou oxydes de Fer.	Présence de fragments de chitinozoaires exploitables dans la fraction supérieure à 53µm. Ces chitinozoaires sont moins bien conservés que ceux trouvés dans l'échantillon 35.6. Ech. POSITIF.
Ech 21.3B : La Roche de Murs, sur le GR3 le long du Louet	Argilites noires schistosées avec veinules de quartz (certaines minéralisées). Sur les plans de Schistosité, présence de traces de circulation d'oxydes de fer et de poches surmicacées.	Echantillon contaminé. Présence d'un morceau avec une cassure pouvant ressembler à un fragment organique mais rien d'exploitable. Ech. NEGATIF.
Ech 36.3 : Les Hautes Places, Nord de St-Mars-la-Jaille.	Argilite noire fine, schistosée. Pas trace de S0. Traces de circulation d'oxydes de fer sur les plans de schistosité.	Dans la fraction supérieure à 53 µm beaucoup de graphite et fragments de matière organique indéterminable. Ech. NEGATIF.

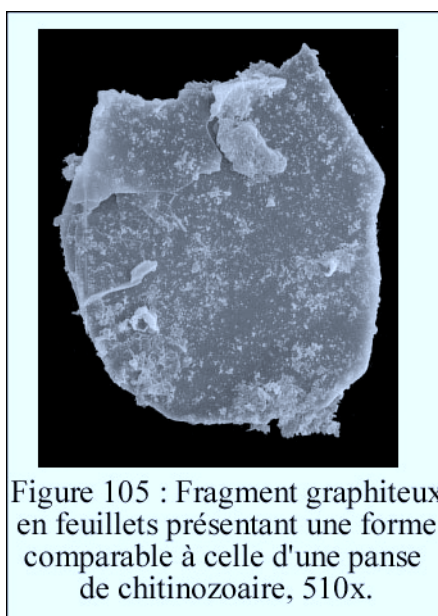
Sur les quatre échantillons attaqués, deux sont exploitables (Environs de Beauveau, éch. 35.6 et COM16) et contiennent des fragments de chitinozoaires. L'échantillon 21.3B (La Roche de Murs) présente des fragments organiques, mais ils ne sont pas déterminables. L'échantillon 36.3 (Les Hautes Places) s'est révélé négatif.

- *Echantillons observés en lame mince et au MEB*

L'échantillon récolté au lieu dit « Les Hautes Places », au Nord de Saint-Mars-la-Jaille (éch. 36.3), ainsi que l'échantillon positif récolté dans les environs de Beauveau (éch. 35.6, butte n°2) ont été observés au MEB.

➤ Observation en lame mince et au MEB de l'échantillon 36.3 : Argilite des Hautes Places

Cet échantillon contient beaucoup de fragments graphiteux qui peuvent être déterminés sans ambiguïté grâce à l'observation au MEB, mais moins facilement en lame mince. En effet, certains fragments observés en lame mince présentent des formes arrondies faisant penser à des panses de chitinozoaires. Ces formes arrondies observées au MEB ne sont en fait que des fragments de graphite composés de feuillets superposés (fig. 105) non comparables à la paroi d'un microfossile.



Des fragments de matière organique ont été également observés au MEB, mais il n'est pas possible de les déterminer.

➤ Observation en lame mince et au MEB de l'échantillon 35.6 : Argilite des environs de Beauveau

En préparation palynologique, cet échantillon présente de nombreux fragments noirs plus ou moins rectilignes et plus ou moins ronds qui montrent des fractures internes (fig. 106, photo 1). Ce sont des microfossiles organiques d'aspect mats par rapport à la biotite ou au graphite que contient le reste du résidu. La couleur noire opaque indique qu'ils ont subi un métamorphisme.

Au MEB, les fragments de microfossiles organiques peuvent être déterminés. Ce sont des restes de chitinozoaires. Ils sont présents dans les fractions supérieure et inférieure à 53µm, et la fraction inférieure à 53 µm ne contient que ce type de microfossiles organiques. Aucune spore ni aucun acritarche n'y ont en effet été observés.

Ces fragments sont en majorité des morceaux de loges de chitinozoaires, mais des fragments de cols existent également (fig. 106, photo 2). Tous les chitinozoaires présents dans cet échantillon ont des parois très épaisses (5µm d'épaisseur minimum), ce sont donc des formes primitives (Ordovicien à Silurien inférieur). Certaines panses ont pu être conservées

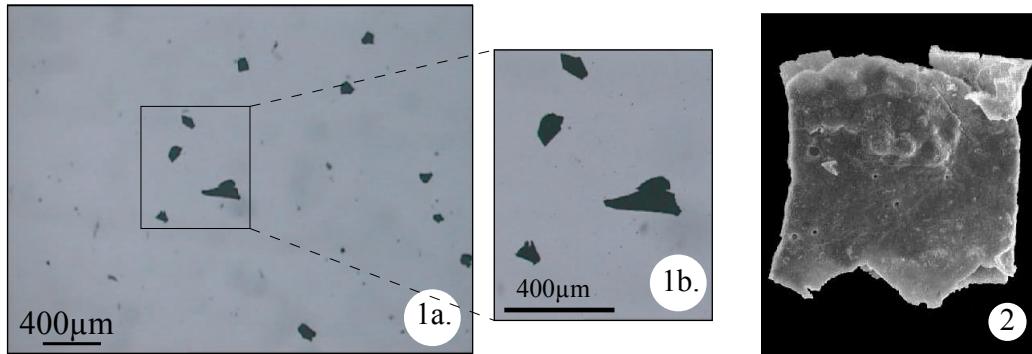


Photo 1a. : Aspect des fragments de chitinozoaires en lame mince

Photo 1b. : Détail de la photo 1a

Photo 2 : Col de chitinozoaire, x 382

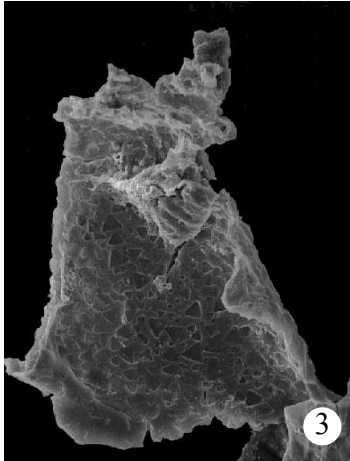


Photo 3 : Empreintes de cristaux de pyrite à l'intérieur d'un Cyathochitina, x 510

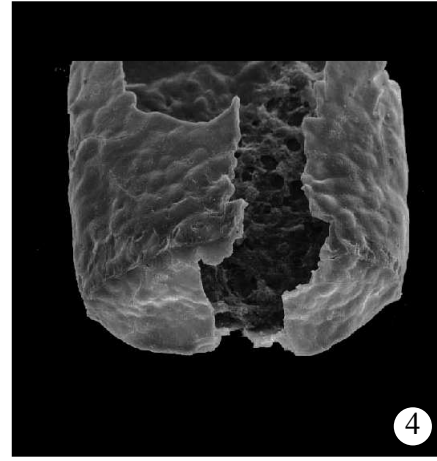


Photo 4 : Empreintes de cristaux de pyrite à l'intérieur d'un Tanuchitina, caréné et glabre, x 382

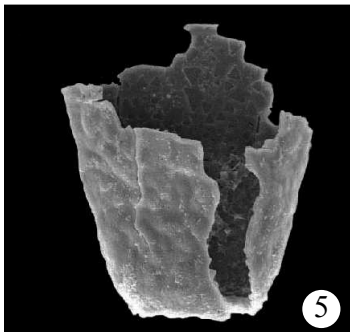


Photo 5 : Tanuchitina, forme carénée et lisse, x 382

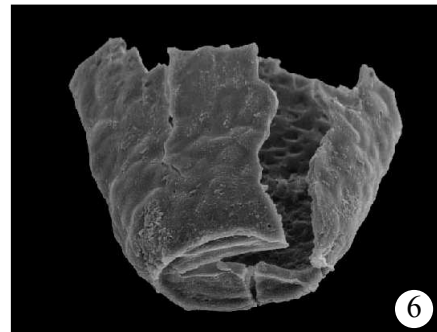


Photo 6 : Détail du fond de la panse carénée du Tanuchitina de la photo 5, x 510

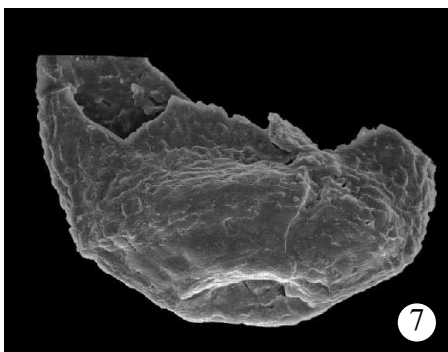


Photo 7 : Conochitina, anneaux sur le fond de la panse, x 382

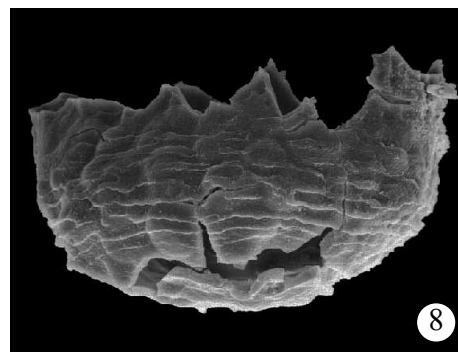


Photo 8 : Conochitina, anneaux sur le fond de la panse, et corrugations sur sa partie inférieure, x 510

Figure 106 : Observations en lame mince et au MEB des chitinozoaires extraits de l'échantillon de schistes ardoisiers des environs de Beauveau (éch. 35.6)

en volume grâce à la cristallisation de pyrites anté-déformation à l'intérieur de celles-ci. Ces pyrites ont disparu lors des attaques et des séparations au bromoforme, mais les empreintes polygonales des cristaux subsistent sur les parois internes des chitinozoaires (fig. 106, photo 3). Des moulages de cristaux de pyrite sont également détectables certaines fois sur les parois externes des chitinozoaires. Ils forment des boursouflures (fig. 106, photos 2 et 3).

Cinq différentes formes de chitinozoaires ont pu être reconnues (détermination F. Paris) :

- Genre *Cyathochtina* ? (famille des Lagenochitinidae, sous-famille des Cyathochitininae) : forme montrant un reste de carène à sa périphérie (fig. 106, photo 3),
- Genre *Tanuchitina* (famille des Conochitinidae, sous famille des Tanuchitininae) : formes lisses présentant un carène dont le diamètre moyen va de 40 à 45µm (fig. 106, photos 4, 5 et 6),
- Genre *Conochitina* (famille des Conochitinidae, sous famille des Conochitininae) : formes montrant des corrugations sur la partie inférieure des parois externes des panses et des anneaux parallèles sur le fond de celles-ci (fig. 106, photos 7 et 8 ; fig. 107, photo 1). Un fragment extrait présente un reste de mucron, vestige d'une liaison caténaire (fig. 107, photo 2). Les ornements de type corrugations sur les parois externes des panses sont généralement verticales (fig. 107, photos 1, 3 et 4). Ces formes ont été déterminées par F. Paris comme des *Conochitina gueddishensis* (Oulebsir, L. et Paris, F., 1993), grosses formes de chitinozoaires reconnues dans le Sahara algérien. Ces chitinozoaires sont de grandes tailles, ils ont un diamètre de base allant de 104 à 148µm, certains vont même jusqu'à 160µm,
- Genre *Rhabdochitina* ? (famille des Conochitinidae, sous famille des Conochitininae) : formes à panses plus pointues et parois externes non ornementées, glabres (fig. 107, photos 5 et 6). Pour F. Paris, il pourrait s'agir de *Rhabdochitina* ? *gracilis* ? (Eisenack A., 1962, les noms de genre et d'espèce ne sont pas totalement assurés, mais il s'agit d'une forme appartenant de façon certaine à la sous famille des Conochitininae). Ces formes ont des panses de tailles normales (80 µm de diamètre),
- Genre *Lagenochitina* (famille des Lagenochitinidae, sous famille des Lagenochitininae) : ce sont de grosses formes (1000µm environ) à parois très épaisses caractéristiques de l'Arenig. F. Paris soupçonne *Lagenochitina esthonica* (Eisenack A., 1955).

Toutes ces formes sont des formes primitives, à parois épaisses et de tailles importantes. Elles peuvent être attribuées, selon F. Paris, à la base de l'Ordovicien et plus précisément à l'Arenig. La non association d'acritarches à ces formes de chitinozoaires dans la fraction inférieure à 53µm peut indiquer un milieu de dépôt relativement distal.

II.4.3. Etude structurale

Une déformation semblable à celle explicitée dans l'unité à blocs a été reconnue dans l'unité sans blocs (II.3.3). Lorsque les conditions d'affleurement le permettent, la stratification S_0 est bien visible à la fois dans les alternances schisto-gréseuses et dans la bande de grès-quartzite du Nord à intercalation de schistes sub-ardoisiers. Elle est généralement peu pentée et présente une schistosité S_1 subverticale. La S_0 est plissée par des plis droits ou déversés vers le Nord, d'axes N110, qui admettent S_1 comme plan axial. Une linéation de crénulation orientée N90 à N140 est bien marquée dans les schistes (argilites et siltites). Cette crénulation est remplacée par une linéation d'allongement minérale N90 à N140, de plus en plus marquée à mesure que l'on se déplace vers le Nord et que l'on se rapproche de l'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé.

Nous retrouvons donc, dans l'unité sans blocs, les deux événements tectoniques principaux reconnus dans l'unité sans blocs (II.3.3 et fig. 82, 83 et 84):

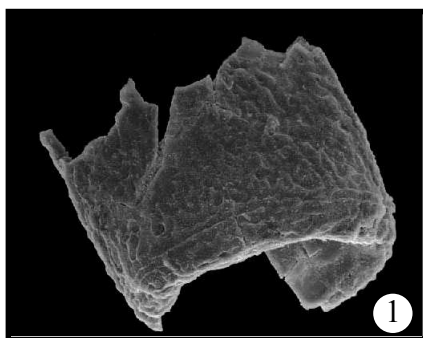


Photo 1 : Conochitina montrant des corrugations sur les flancs, x 382

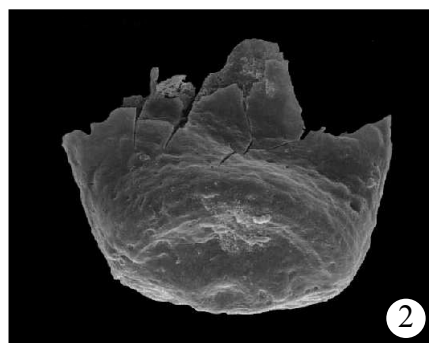


Photo 2 : Fond de Conochitina montrant un reste de mucron, x 382

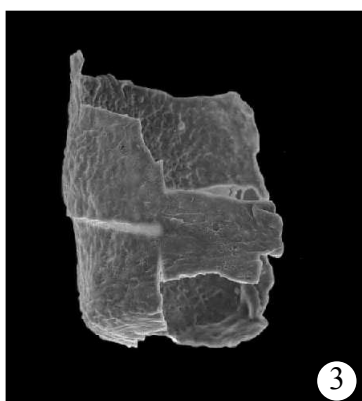


Photo 3 : Vue latérale d'un Conochitina montrant des corrugations verticales sur ses flancs, x 255

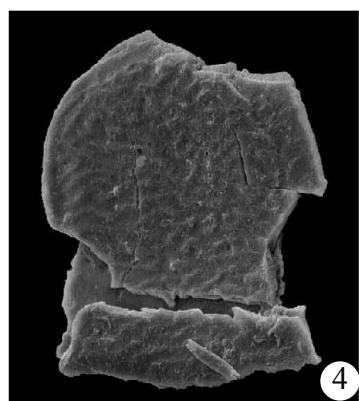


Photo 4 : Vue latérale d'un Conochitina montrant des corrugations sur ses flancs, et des parois épaisses, x 510

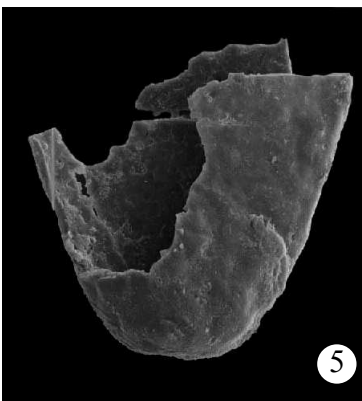


Photo 5 : Fragment de panse de Rhabdochitina ?, plus pointue et glabre, x 382

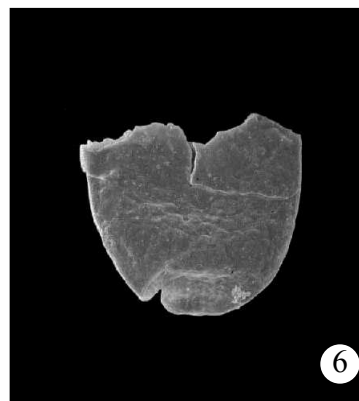


Photo 6 : Fragment de panse de Rhabdochitina ?, plus pointue et glabre, x 255

Figure 107 : Observations au MEB des chitinozoaires extraits de l'échantillon de schistes ardoisiers des environs de Beauveau (éch. 35.6)

- Un événement D1 responsable du plissement de la S_0 par des plis P_1 d'axes moyens N110 droits ou déversés au Nord. La schistosité S_1 est plan axial de ces plis.
- Un événement D2 provoquant le microplissement de S_0 par des plis droits P_2 d'axes moyens N110, admettant une schistosité S_2 plan axial. Ces S_2 portent des linéations de crénulation L_{c2} et d'intersection-crénelation L_{i-c2} orientées parallèlement aux axes de plis, bien marquées dans les niveaux schisteux, ainsi qu'une linéation d'allongement minérale (notée L_{algt2}) marquée dans les niveaux gréseux plus compétents, d'orientation générale E-W à NW-SE, de plus en plus pénétrative en allant vers le Nord et l'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé.

L'unité sans blocs d'âge probable Ordovicien à Silurien inférieur vient chevaucher les roches cambro-ordoviciennes de l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé vers le Nord. Le contact est localisé dans les ampélites siluriennes du Houx (Cavet et al., 1986; Lardeux et Cavet, 1994).

Les déformations ayant affecté l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire vont être étudiées à l'échelle macro et microscopique dans les alternances schisto-gréseuses, puis à l'échelle microscopique et intracristalline dans les grès-quartzite du Nord de l'unité sans blocs.

II.4.3.1. Structure des alternances schisto-gréseuses

- Critères macrostructuraux

Comme nous l'avons précédemment indiqué, la S_0 est généralement facilement déterminable sur le terrain grâce aux alternances schisto-gréseuses. Elle est plissée par des plis P_1 d'axe N100 déversés au Nord et admettant une schistosité S_1 plan axial (photo 1, fig. 108). La schistosité S_1 est généralement réfractée dans les niveaux compétents gréseux et forme alors des *sigmœ* des (photo 1, fig. 108). Ces *sigmœ* des sont déversées au Nord, comme indiqué sur la photo 2 (fig. 108). Les plis P_1 sont de tailles variables, ils peuvent être métriques, comme celui reconnu à la Cour Romagne (NE de Villemoisin, photo 1, fig. 108 et fig. 98), ou décamétriques comme celui de la Roche de Mûrs, au NE de Mûrs Erigné (fig. 83 et 98) à axe EW et déversé au Nord. Ces plis P_1 peuvent être droits, tels que ceux déterminés au lieu dit la Pommeraie et le Vau (NE de Villemoisin, fig. 98), d'axe N100 environ, présentant une schistosité S_1 réfractée portant une linéation d'intersection-crénelation L_{i-c2} orientée N80. S_0 est replissée par un événement D_2 , imposant un microplissement ou un plissement centimétrique de S_0 d'axe N100 à N130 et permettant l'apparition d'une linéation de crénulation L_{c2} orientée N100 à N130. Cette crénulation est particulièrement bien marquée dans les niveaux schisteux comme ceux affleurant dans la région d'Erigné par exemple (fig. 85 et 101). Cette linéation de crénulation L_{c2} est remplacée par une linéation d'allongement minérale L_{algt2} de même orientation à proximité du contact avec l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé.

- Critères microstructuraux

Lorsque des lames minces sont taillées parallèlement à la linéation d'allongement minérale L_{algt2} et perpendiculairement au plan S_{0-1} ou S_1 , des critères de cisaillement asymétriques peuvent être déterminés. Des siltites noires récoltées sur le GR3 jalonnant les bords du Louet, en contrebas de la Roche de Mûrs par exemple, orientées selon une S_{0-1} N120-75NE portant une linéation L_{algt2} N120, montrent des lentilles gréseuses asymétriques cisillées de façon dextre (photos 3 et 4, fig. 108).

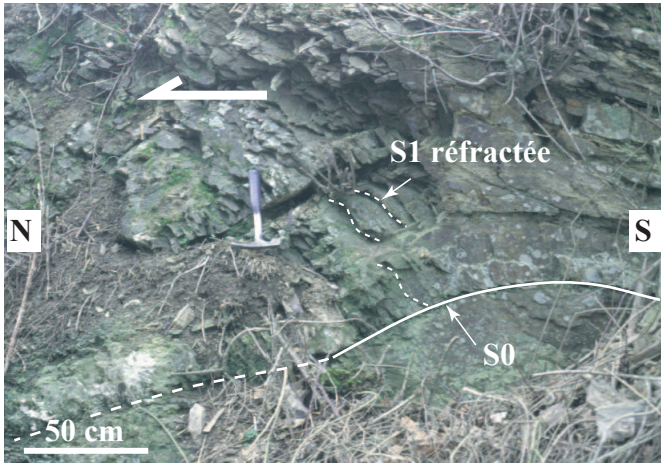


Photo 1 : Pli d'axe N100 déversé au Nord admettant une schistosité plan axial réfractée dans les bancs gréseux compétents (La Cour Romagne, NE de Villemoisian)

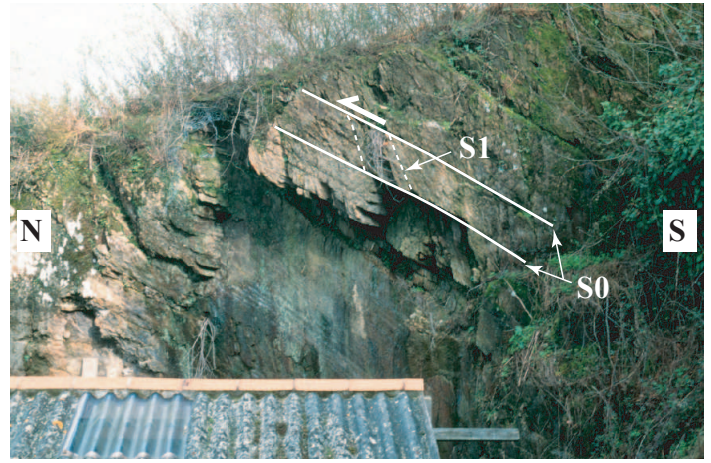


Photo 2 : Bancs gréseux (S0 = N90-50S) recoupés par une schistosité S1 déversée au Nord (La Pointe, NW d'Epiré, carrefour près de la voie ferrée)

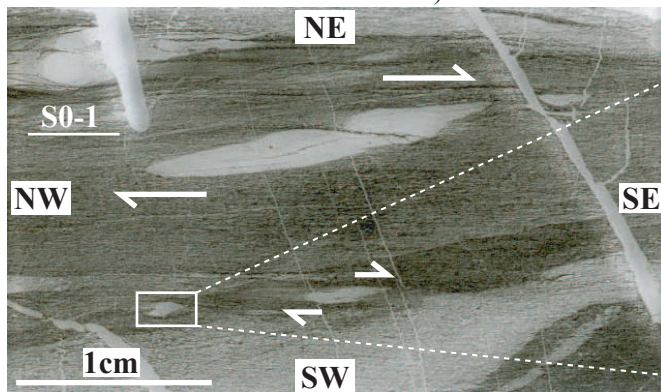


Photo 3 : Lame mince taillée dans les siltites noires à lentilles gréseuses asymétriques dextres (GR3 le long du Louet, en contrebas de la Roche de Mûrs, l.m. 21.3B)

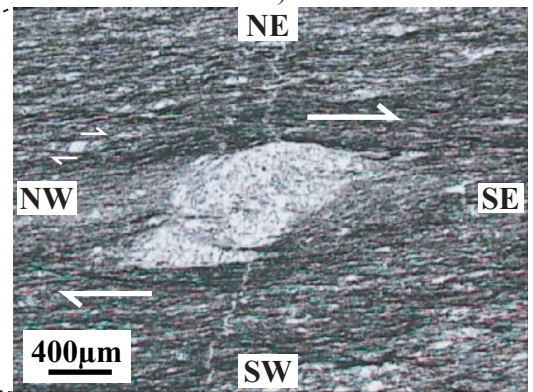


Photo 4 : Détail de la photo 3, siltites noires à lentilles gréseuses asymétriques dextres (GR3 le long du Louet, en contrebas de la Roche de Mûrs, l.m. 21.3B)

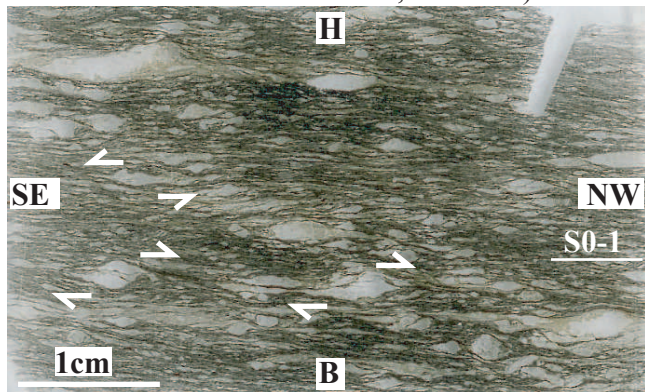


Photo 5 : Lame mince taillée parallèlement à L130 montrant des fragments gréseux asymétriques cisailés vers le SE ou le NW (Maison de retraite du lac de Maine, Pruniers, l.m. 24.9C')

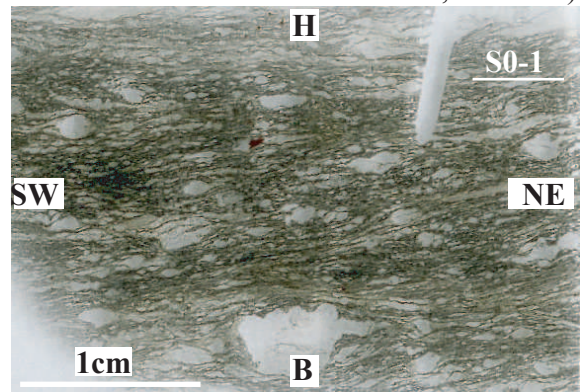


Photo 6 : Lame mince taillée perpendiculairement à L130 montrant des fragments gréseux arrondis (Maison de retraite du lac de Maine, l.m. 24.9C')

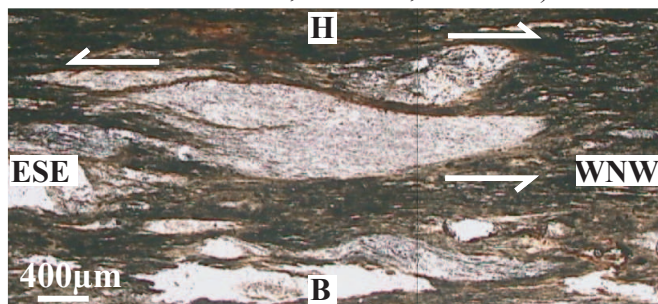


Photo 7 : Siltite à éléments lenticulaires gréseux asymétriques présentant deux sens de cisaillement (D112, environs de Bel Oeil, N de Ste-Gemmes-sur-Loire, l.m. 24.1)

Figure 108 : Macro et microstructures dans les alternances schisto-gréseuses de l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire

Des échantillons de roches ont été ramassés à proximité du contact avec l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé. Il s'agit d'une argilite noire très déformée à fragments gréseux asymétriques ramassée dans le talus de la route face à la maison de retraite du lac de Maine à Pruniers (S_{0-1} N140-40SW et L_{algt2} N130, fig. 83 et 98) et d'une argilite à éléments lenticulaires gréseux récoltée sur la D112 au Nord de Sainte-Gemmes-sur-Loire (S_{0-1} N120-40SW et L_{algt2} N120, fig. 83 et 98). En lame mince, dans des coupes perpendiculaires à S_{0-1} et parallèles à L_{algt2} , des lentilles gréseuses asymétriques ont pu être déterminées, donnant deux sens de cisaillement : déplacement de la partie supérieure des lentilles vers le SE ou le NW sur des foliations plates (photos 5 et 7, fig. 108). Le caractère allongement de la linéation L_{algt2} est confirmée par la forme arrondie des éléments gréseux observée dans la lame mince taillée perpendiculairement à L_{algt2} (photo 6, fig. 108).

II.4.3.2. Structure de la bande de grès-quartzite du Nord et ses intercalations de schistes sub-ardoisiers

- Etude macrostructurale

Cette bande de grès-quartzite située au Nord de l'unité sans blocs, a été échantillonnée de façon plus ou moins régulière en raison des conditions médiocres d'affleurement. La stratification / schistosité S_{0-1} est généralement bien visible sur le terrain (fig. 100, photos 1 et 2). Elle porte une linéation d'allongement minérale L_{algt2} marquée par l'allongement des grains de quartz facilement observable et orientée N90 à N140. Comme nous l'avons indiqué dans le paragraphe I.4.2.2., nous avons remarqué sur la coupe de la RD923 au Sud de Candé (fig. 100a.), un passage progressif du Sud au Nord entre les schistes et les grès. La proportion des bandes gréseuses devient en effet de plus en plus importante à mesure que l'on se rapproche de la limite avec l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé (fig. 100b.). On ne peut donc pas conclure, au moins en ce qui concerne cette coupe, à une répétition de bandes semblables de schistes et quartzites sous forme d'écailles séparées par des failles, comme indiqué sur la coupe de la feuille au 1/500000^{ème} de Segré (Janjou et al., 1998), mais plutôt à un passage à des bandes gréseuses plissées de plus en plus développées vers le Nord (fig. 100b.).

Une étude microscopique des échantillons de grès-quartzite a d'abord été réalisée, puis une étude par goniométrie de texture a été mise en œuvre afin de déterminer la déformation intracristalline subie par les grains de quartz.

- Etude microstructurale

Les échantillons étudiés sont :

- soit des échantillons grès-quartzite montrant une faible orientation et dans laquelle S_0 est préservée (fig. 109, photos 7 et 8),
- soit de véritables quartzites montrant des quartz très étirés et déformés (fig. 109, photos 1, 2, 3, et 4),
- soit d'authentiques mylonites à rubans polycristallins de quartz, montrant des grains allongés parallèlement à l'allongement des rubans (fig. 109, photos 5 et 6). Ce sont des rubans polycristallins de type I selon la nomenclature de Boullier et Bouchez (1978).

Ces échantillons sont constitués majoritairement de quartz ; les feldspaths plagioclases, micas blancs (séricite), tourmaline, minéraux opaques et zircons sont accessoires. La taille des grains va de quelques centaine de micromètres à une dizaine de millimètres. Deux textures ont pu être déterminées sur l'ensemble des échantillons étudiés :

- une texture d'ensemble isogranulaire montrant des quartz allongés, à bordures irrégulières et à extinction onduleuse, preuve d'une déformation ayant permis la migration des

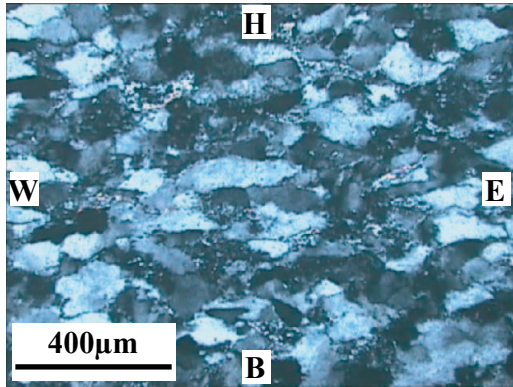


Photo 1 : Quartzite à grains équi-granulaires (le Pey, N153, NW de Bécon-les-Granits, l.m. 35.1)

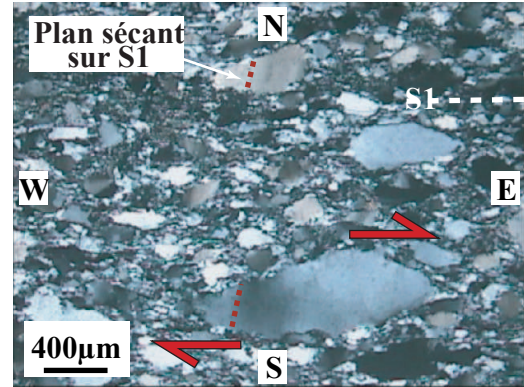


Photo 2 : Quartzite à gros grains et matrice microquartzeuse (Carbouchet, N178 bis, N de Saint-Mars-la-Jaille, l.m. 33.20)

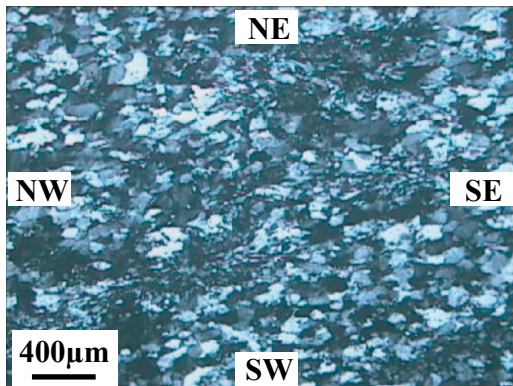


Photo 3 : Quartzite à petits grains taillée parallèlement à la linéation (La Vallée, SW du Grand Auverné, l.m. 36.5B)

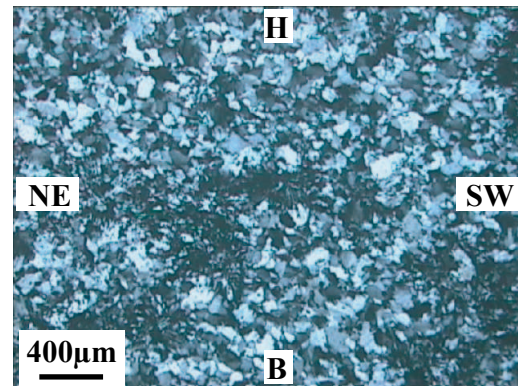


Photo 4 : Quartzite à petits grains taillée perpendiculairement à la linéation (La Vallée, SW du Grand Auverné, l.m. 36.5B)

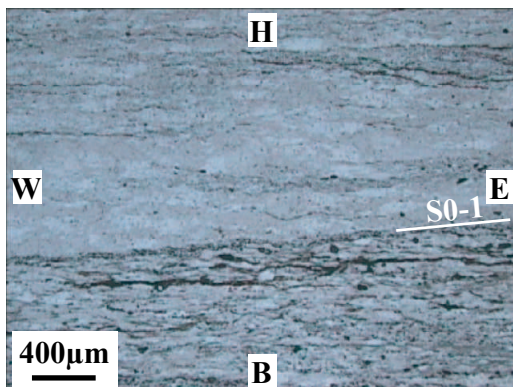


Photo 5 : Quartzite mylonitisée taillée parallèlement à la linéation (LPNA, La Pihourdaï, NW de Nozay, l.m. 48.13B)

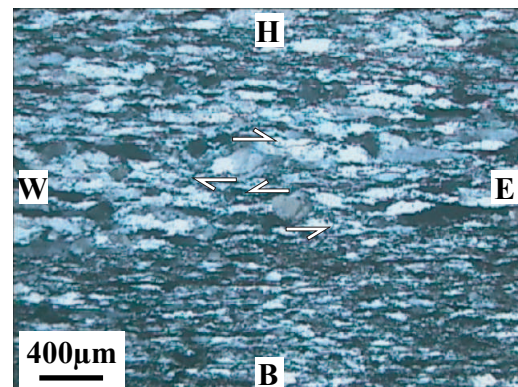


Photo 6 : Quartzite mylonitisée taillée parallèlement à la linéation (LPA, La Pihourdaï, NW de Nozay, l.m. 48.13B)

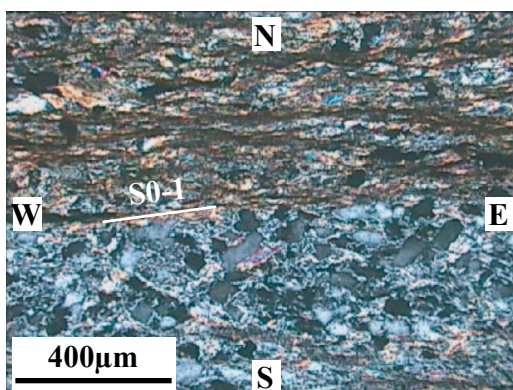


Photo 7 : Grès-quartzite phylliteux à petits grains taillée parallèlement à la linéation (coupe de la RD923, S de Candé, l.m. 35.9)

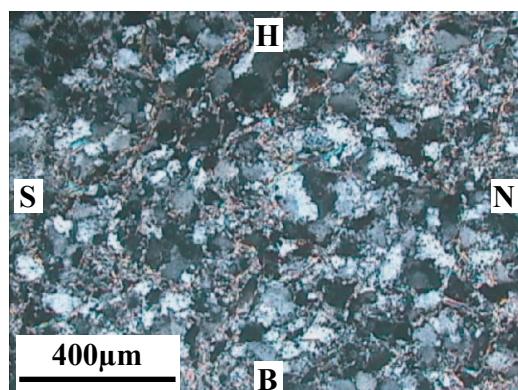


Photo 8 : Grès-quartzite phylliteuse à petits grains taillée perpendiculairement à la linéation (coupe de la RD923, S de Candé, l.m. 35.9)

Figure 109 : Aspect en microscopie des grès-quartzites du Nord de l'unité sans blocs analysés par goniométrie de texture

dislocations et donc la formation de sous-joints de grains (fig. 109, photos 1, 3, 4, 5 et 6) et peu ou pas de matrice quartzo-phylliteuse,

- une texture hétérogranulaire comprenant (fig. 109, photos 2, 7 et 8) :
 - des phénocristaux plurimillimétriques allongés, à bordures irrégulières, dentelées et à extinction onduleuse,
 - une matrice composée de quartz recristallisés (et de phyllites quelquefois) entourant les phénocristaux. Les grains de quartz de cette matrice ne présentent pas d'extinction onduleuse mais des joints de grains persillés et amiboïdaux.

Ces échantillons de grès-quartzites peuvent montrer les traces d'une S0-1 préservée (p. ex. fig. 109, photo 7), les échantillons de quartzites présentent une schistosité de flux marquée (p. ex., fig. 109, photos 1 et 2), tout comme les échantillons mylonitiques qui peuvent également garder la trace d'un litage originel par transposition tectonique (Boullier et Bouchez, 1978).

Les lames taillées parallèlement à la linéation d'allongement minérale L_{algt2} et perpendiculairement à la schistosité S1 montrent toutes des grains allongés et plus ou moins déformés (fig. 109, photos 1, 2, 3, 4, 6 et 7) alors qu'ils sont de formes plus arrondies dans les lames perpendiculaires à L_{algt2} (fig. 109, photos 4 et 8).

En lame mince, de rares critères de cisaillement sont observables :

- sur la photo 2 (fig. 109), des phénocristaux de quartz asymétriques indiquent des mouvements dextres,
- sur la photo 2 (fig. 109), deux plans sont déterminables, un plan principal marqué par l'allongement des grains de quartz et correspondant à la schistosité S_1 et un second plan, sécant sur le premier, marqué par les sous-joints dans les phénocristaux de quartz. L'obliquité de ce plan sur la S_1 donne un sens dextre cohérent avec le sens donné par le phénocristal décrit précédemment,
- sur la photo 6 (fig. 109), deux sens de cisaillement ont pu être déterminés dans les échantillons mylonitiques grâce à des grains de quartz σ des (déplacement de la partie supérieure du quartz vers l'Ouest ou vers l'Est).

• Etude des axes $\langle c \rangle$ du quartz

Des mesures d'orientations préférentielles d'axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ du quartz ont été réalisées par goniométrie de texture sur dix échantillons de grès-quartzite et de quartzites provenant de la bande de quartzites (grès à *Calymenella bayani*, Bureau 1900) du Nord de l'unité sans blocs. Ces dix échantillons proviennent de différents sites localisés sur la figure 110.

- *Principes de mesures des axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ des grès-quartzites et quartzites étudiés*

Ces roches quartzieuses sont constituées d'agrégats polycristallins de quartz qui vont se déformer sous l'effet d'une déformation ductile et acquérir des orientations préférentielles de forme (OPF) et des orientations préférentielles de réseau (OPR) tout comme nous l'avons déjà évoqué pour les calcaires et la calcite (II.3.3.2.b. axes $\langle c \rangle$ de la calcite). Comme indiqué précédemment, un régime de déformation coaxial produira des OPR symétriques par rapport aux axes principaux de déformation finie X et Z, alors qu'un régime de déformation non coaxial produira des OPR asymétriques. Dans le cas du quartz, trois systèmes de glissement intracristallins principaux peuvent être mis en jeu (Passchier et Trouw 1998, Neumann, 2000):

- un système de glissement basal et rhomboédrique $\langle a \rangle$ activé pour les basses températures ($<300^\circ\text{C}$) ou à vitesse de déformation élevée (10^{-7}s^{-1}). Dans les diagrammes d'axes $\langle c \rangle$, cela se traduit par des maxima en périphérie pour le basal $\langle a \rangle$ et proche de l'axe Z de déformation finie pour le rhomboédrique $\langle a \rangle$,
- un système de glissement sur les faces du cristal correspondant au glissement prismatique $\langle a \rangle$, perpendiculairement à l'axe $\langle a \rangle$, pour des températures moyennes (de 350 à 450°C).

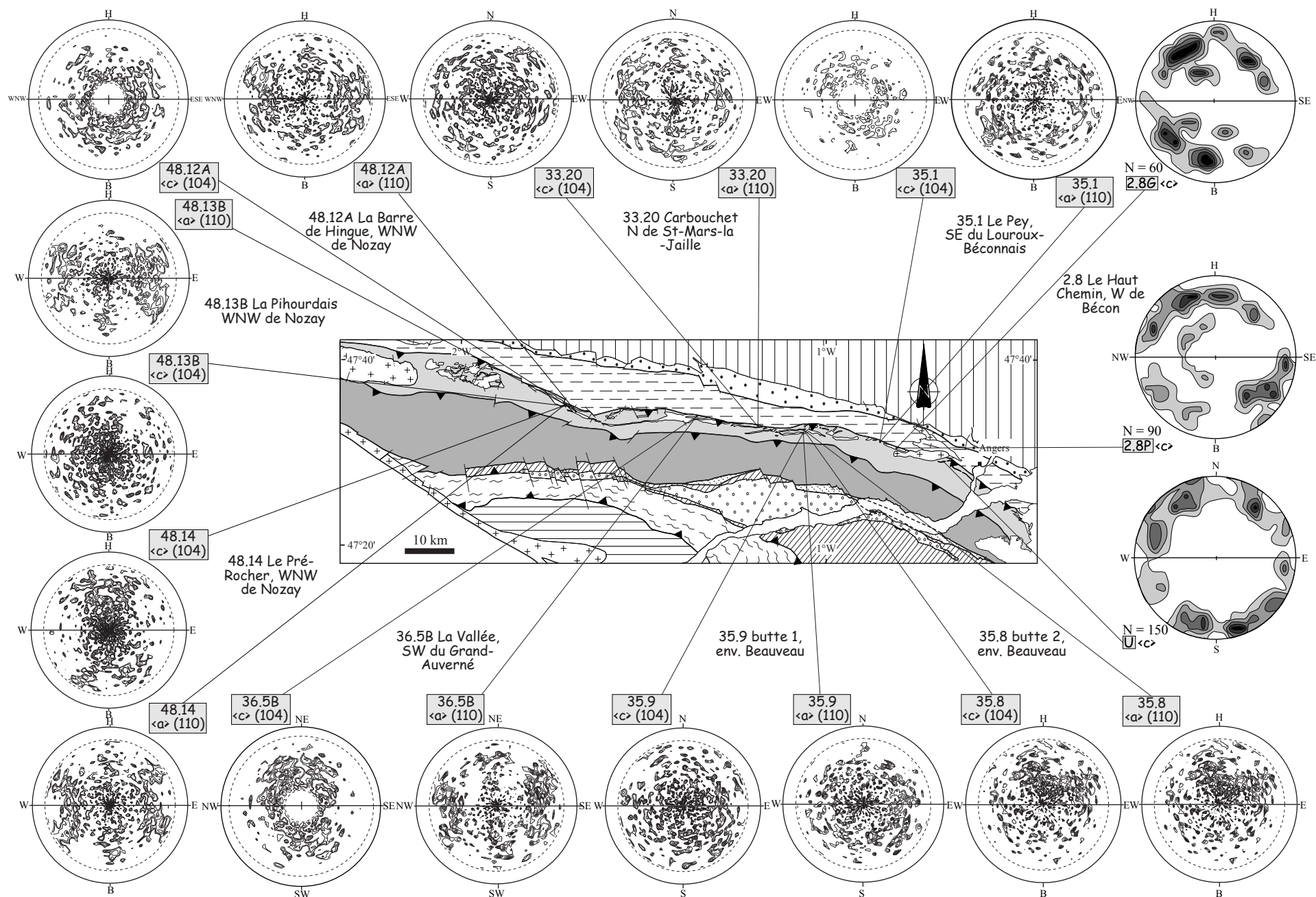


Figure 110 : Diagrammes d'orientations d'axes <c> du quartz pour les sites mentionnés sur la carte dans la bande de grès-quartzite du Nord de l'unité à blocs. Plan de foliation marqué par le diamètre noir, canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

Mesures effectuées à la platine théodolite pour les FdP U, 2.8G et 2.8P avec contours (pourcentages de mesures dans 1% de surface) : 1, 2, 3, 4 et >= 5%

Dans les diagrammes d'axes $\langle c \rangle$, cela se traduit par un maximum centré sur l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation finie,

- un système de glissement prismatique de direction $\langle c \rangle$ pour les hautes températures ($>500^{\circ}\text{C}$) et à vitesse de déformation très lente ($10\text{-}14\%\text{s}^{-1}$). Dans les diagrammes d'axes $\langle c \rangle$, cela se traduit par des maxima qui migrent vers l'axe X de déformation finie.

Nous avons donc réalisé des mesures des OPR des sous-fabriques d'axes $\langle c \rangle$, et $\langle a \rangle$, du quartz de façon automatique par goniométrie de texture à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) et de façon manuelle à la platine théodolite pour les échantillons U, 2.8P et 2.8G (fig. 110). Les différentes figures de pôles (FdP) des axes $\langle a \rangle$ et $\langle c \rangle$ traduisant ces OPR pour différents plans (h, k, l) considérés seront interprétées par projection dans le plan XZ (la foliation correspond au diamètre du cercle et est représentée par un trait plein noir (fig. 110) et la linéation est sur le bord du cercle ; canevas de Schmidt, hémisphère supérieur). Les différents sucres de roches passés au goniomètre de texture ont été coupés parallèlement à la linéation minérale d'allongement L_{algt2} et perpendiculairement au plan de foliation.

- *Interprétation des figures de pôles (FdP) obtenues* (fig. 110)

Les différents échantillons analysés de façon automatique au goniomètre de texture et les lames minces étudiées manuellement à la platine théodolite ont été classés en quatre groupes différents en fonction de leurs textures et des taux de déformation déterminés en lame mince.

Les FdP réalisées dans les grès-quartzites peu déformés (éch. 35.8 et 35.9, fig. 110) sont différentes pour les deux échantillons analysés, récoltés à quelques centaines de mètres d'intervalle sur l'affleurement de la RD 923 (fig. 100, a et b). La FdP des axes $\langle a \rangle$ obtenue pour l'échantillon 35.8 (fig. 112) montre des axes $\langle a \rangle$ concentrés au centre de celle-ci (signification ?) et à sa périphérie pour l'échantillon 35.9 (fig. 112). La FdP des axes $\langle c \rangle$ de l'échantillon 35.8 expose une guirlande croisée diffuse, symétrique par rapport à l'axe Y de la déformation finie, indiquant un régime de déformation coaxial dans des conditions de basse température (inférieur à 300°C). Pour l'échantillon 35.9, la FdP des axes $\langle c \rangle$ montre des maxima uniformément répartis. Cette roche n'est donc pas très déformée et montre probablement un héritage sédimentaire important.

Les FdP réalisées sur les quartzites à grains homogènes (éch. 36.5B, fig. 110) permettent de déterminer, pour les axes $\langle a \rangle$, trois familles de maxima, deux dispersés autour de l'axe X et répartis selon un grand cercle près de la périphérie de la FdP et une autre famille d'axes, perpendiculaire aux premiers mais moins nette. La FdP des axes $\langle c \rangle$ montre deux guirlandes croisées symétriques, indiquant une déformation en régime coaxial. Les maxima d'axes $\langle c \rangle$ étant concentrés près du centre du diagramme (Y), un système de glissement prismatique $\langle a \rangle$ est donc mis en œuvre, indiquant une déformation dans des conditions de moyenne température (350 à 450°C).

Les FdP d'axes $\langle c \rangle$ notées U, 2.8P et 2.8G ont été acquises manuellement à la platine théodolite sur des échantillons de quartzites situés à proximité de la boutonnière orthogneissique de Saint-Clément-de-la-Place (fig. 110). Pour les échantillon 2.8 et U (fig. 110), deux catégories de cristaux ont pu être distingués, tout comme dans 33.20 dont les microstructures ont été précédemment décrites : des phénocristaux de quartz et des cristaux de quartz de tailles variables constituant la matrice de ce quartzite. Nous avons donc effectué pour l'échantillon 2.8 des mesures d'OPR des axes $\langle c \rangle$ du quartz sur chacun de ces types de grains afin de les comparer. Les deux FdP 2.8P et 2.8G correspondent respectivement aux mesures d'axes $\langle c \rangle$ des phénocristaux de quartz et de la matrice à quartz recristallisés. Les OPR d'axes $\langle c \rangle$ de la FdP 2.8G se disposent en guirlandes croisées peu marquées formant un

angle important sur le plan XY. Les OPR d'axes <c> de la matrice (FdP 2.8P) sont les mêmes que pour les clastes, seulement un peu plus diffus. Ces observations sont cohérentes avec celles obtenues par Bouchez (1977). Les échantillons U et 33.20, de textures comparables, mais pour lesquels aucune distinction n'a été faite entre les grains lors des meures, montrent des FdP comparables pour les axes <c>, symétriques et diffuses. Les axes <a> mesurés au goniomètre de texture pour l'échantillon 33.20 montrent une fabrique désordonnée dans laquelle on peut discerner trois vagues familles de maxima. Nous ne pouvons donc pas conclure à un système de glissement intracristallin particulier mis en jeu, à la différence de Bouchez (1977), qui concluait à un système de glissement basal <a> prédominant pour de telles fabriques d'axes <c>.

Les FdP obtenues pour les quartzites mylonitiques (éch. 35.1, 48.12A, 48.13B et 48.14, fig. 110) sont les suivantes :

- l'échantillon 35.1 (fig. 112) montre une FdP des axes <a> déformée avec des maxima répartis selon un grand cercle. Les maxima d'axes <c> se placent près du centre de la FdP indiquant la mise en jeu d'un glissement prismatique <a> de moyenne température. Ils forment un plan oblique sur le plan de schistosité mais l'obliquité est très importante et aucune interprétation cinématique ne peut donc être avancée,
- les FdP des échantillons 48.12A, 48.13B et 48.14 présentent de forts maxima. Les FdP d'axes <a> montrent trois familles de maxima répartis symétriquement selon des axes égaux. Les FdP d'axes <c> montrent des maxima centrés autour de l'axe Y de déformation finie, indiquant un glissement prismatique <a> actif à moyenne température. La FdP obtenue pour l'échantillon 48.14 montre deux guirlandes croisées très bien définies, symétriques, donc non interprétables du point de vue sens de déformation, mais désignant une déformation à plus haute température que celle subie par les deux autres échantillons.
- *Conclusion à cette étude microscopique des grès-quartzites*

Différents points importants sont à noter à l'issue de cette étude :

- malgré l'hétérogénéité de taille des grains dans certains faciès (p. ex. photo 2, fig. 109), les figures d'axes <c> sont semblables pour les différents grains et aucun sens de déformation ne peut être déterminé (fig. 110, éch. 2.8G et 2.8P),
- les sens de déformation déterminables microscopiquement n'impliquent pas que ceux-ci se retrouvent dans les fabriques d'axes <c> du quartz (p. ex. photo 2, fig. 109 et fig. 110, éch. 33.20). Ceci implique donc qu'une déformation à l'échelle de la roche s'est produite, mais qu'elle est peut prononcée à l'échelle intracristalline.
- Certaines FdP indiquent de faibles déformations à l'échelle intracristalline alors que d'autres sont plus complexes à quelques centaine de mètres d'intervalle (p. ex. éch. 35.8 et 35.9, fig. 110). On a donc une hétérogénéité de la déformation dans la bande de grès-quartzite du Nord de l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire.
- Les granites sous-jacents, tel celui du Houx, ont à la fois joué sur la déformation et sur la température de déformation des quartzites sus-jacents (p. ex. éch. 48.14, fig. 110), provoquant une mylonitisation de ceux-ci. Le régime de déformation coaxial déterminé grâce aux guirlandes croisées marquées et symétriques sur les FdP d'axes <c> peut indiquer la coexistence de deux sens de cisaillement, tel que nous avons pu le déterminer en lame mince (photo 6, fig. 109).

II.5. Structure générale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire

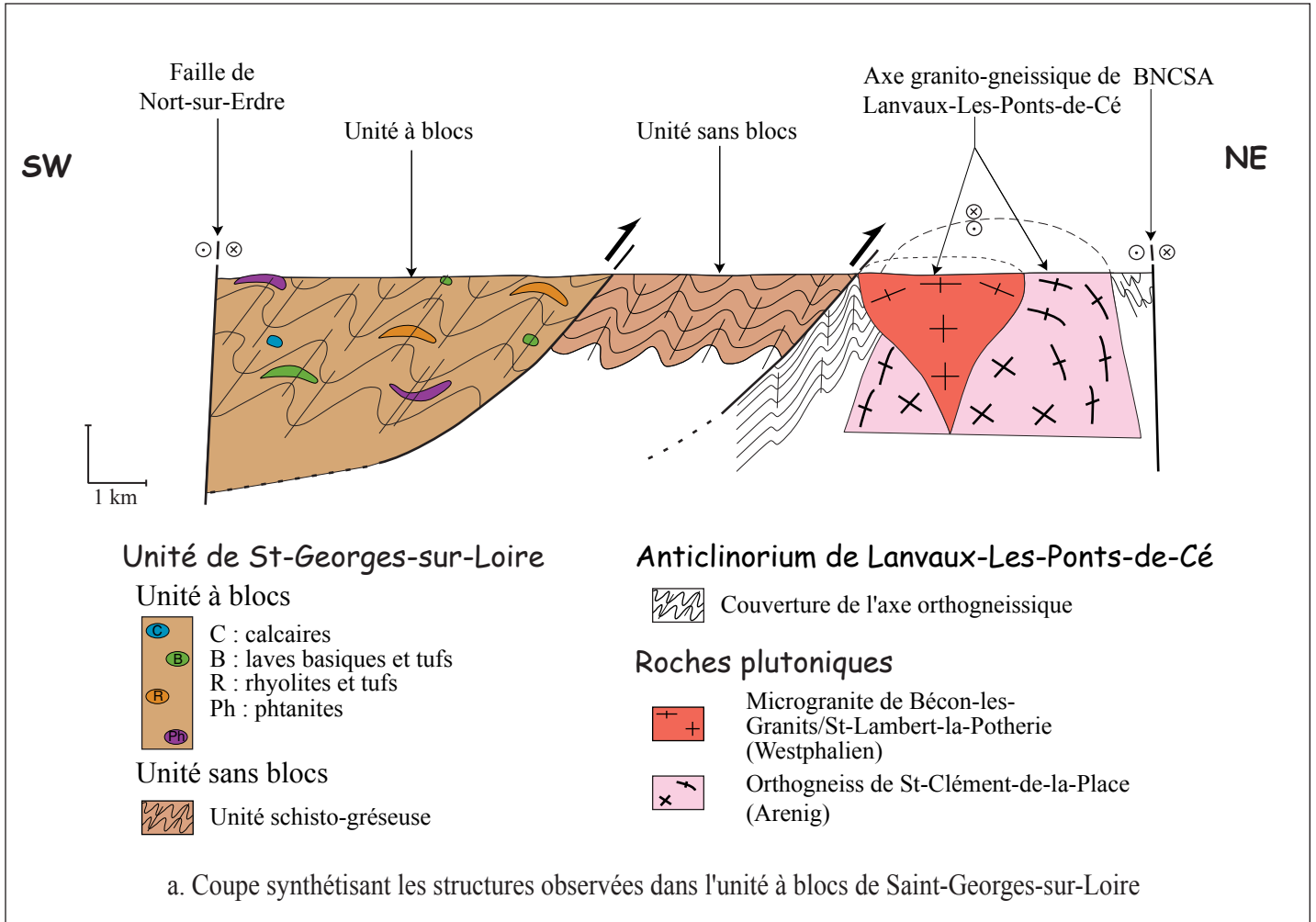
La structure générale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire est un « coin » à vergence nord, recoupé vers le Sud par la faille de Nort-sur-Erdre (fig. 111a.). Cette unité dans son ensemble est soumise à deux phases de déformation principales caractérisées par un déversement vers le Nord dans le faciès schistes verts (fig. 111a.). Une déformation antérieure à ces deux phases peut exister dans certains blocs de l'unité à blocs. C'est le cas par exemple des blocs de phanite qui montrent des plis d'axes variés, probablement liés à des glissements synsédimentaires anté- à syn-formation du bloc.

La première phase de déformation principale, nommée **D₁** permet l'apparition de plis synschisteux **P₁** d'axes N100 en moyenne, déversés au Nord dans les deux unités (fig. 111a.). Ces plis **P₁** admettent une schistosité **S₁** plan axial, portant une linéation d'allongement **L_{algt1}** de direction NS à N50E repérable uniquement dans l'unité à blocs. Dans cette même unité, la schistosité **S₁** contourne les blocs massifs ou bien est réfractée lorsqu'elle rencontre des olistolithes tabulaires et la linéation d'allongement **L_{algt1}** est à la fois repérable dans les blocs grâce à des lentilles calcaires allongées dans les conglomérats polygéniques ou des vésicules carbonatées allongées dans les laves basiques par exemple. Dans les échantillons macroscopiques et dans les lames minces coupées perpendiculairement à la schistosité **S₁** et parallèlement à la linéation **L_{algt1}**, des cristaux asymétriques montrent alors des mouvements cisailants de la partie supérieure vers le N ou le NE.

La deuxième phase de déformation nommée **D₂** est marquée par le microplissement **P₂** d'axe moyen N110 de la **S₀**, provoquant l'apparition d'une linéation de crénulation **L_{c2}** et d'intersection-crénelation **L_{i-c2}** parallèles aux axes de plis. Ces linéations sont particulièrement bien exprimées dans les faciès schisteux des deux unités. Une linéation d'allongement minérale **L_{algt2}** orientée EW à NW-SE se surimpose à la linéation de crénulation **L_{c2}** à mesure que l'on se déplace vers le Nord et donc vers l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé. Cette **L_{algt2}** est donc peu exprimée dans l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire, elle n'y affecte que les blocs compétents rhyolitiques. Elle est en revanche mieux marquée dans l'unité sans blocs septentrionale et de plus en plus développée à mesure que l'on se rapproche de l'antiforme de Lanvaux (fig. 111a.). Dans les lames minces taillées perpendiculairement à la schistosité **S₁** et parallèlement à la linéation **L_{algt2}**, des cristaux asymétriques montrent des mouvements cisailants de la partie supérieure vers le SE dans les blocs rhyolitiques de l'unité à blocs et vers le SE ou le NW dans les argilites à lentilles gréseuses récoltées à proximité du contact avec l'unité de Lanvaux. Cette linéation NW-SE est également présente dans l'unité de Lanvaux et est responsable de la mylonitisation de granites ordoviciens situés à l'Ouest d'Angers (orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, Bouchez et Blaise, 1976; Diot et al., 1983, Faure et Cartier, 1998).

L'unité à blocs méridionale chevauche l'unité sans bloc septentrionale. Celle-ci chevauche les roches terrigènes cambro-ordoviciennes de l'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé vers le Nord. Le contact est localisé dans des ampélites siluriennes (Ampélites du Houx, Cavet et al., 1986; Lardeux et Cavet, 1994 et fig. 111a.).

Les déformations régionales subies par les deux unités sont synchrones à postérieures à la formation de l'olistostrome constituant l'unité sans blocs, donc syn- à post- Dévonien moyen (fig. 111b.).



Unité à blocs	Unité sans blocs
<p>* déformation régionale post mise en place de la matrice de l'unité à blocs, donc post Dévonien moyen.</p> <p>* âge Dévonien moyen? de la matrice de l'unité à blocs</p> <p>* âge Silurien supérieur à Dévonien moyen des blocs calcaires</p> <p>* âge Silurien supérieur à inférieur des blocs de laves basiques (400±24 Ma Rb/Sr Roche totale)</p> <p>* âge Silurien inférieur des phtanites</p> <p>* âge Cambrien ? des blocs de rhyolites et rhyolite-microgranites (350±13 Ma, Rb/Sr Roche totale)</p>	<p>* déformation cisailante NW-SE post formation des grès, donc post Caradoc</p> <p>* âge Silurien inférieur des quartzites culminants de Redon</p> <p>* âge Caradoc- Asghill (Ordovicien supérieur) des grès de la forêt d'Ancenis</p> <p>* âge Ordovicien moyen des schistes de St-Perreux ou la Meylleraie</p> <p>* âge Ordovicien inférieur (Arenig) des schistes des environs de Beauveau</p>

Faille de Nort-sur-Erdre Chevauchement vers le Nord **post-dévonien moyen** Faille de Freigné Chevauchement vers le Nord **contact dans les ampélites du Houx (Silurien sup. à moy)**

b. Ages des déformations contraints par l'âge des formations de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire

Figure 111 : Structure générale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire

Chapitre III : Les autres unités du domaine ligérien : bassin d'Ancenis, unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé et bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes

CHAPITRE III : LES AUTRES UNITES DU DOMAINE LIGERIEN : BASSIN D'ANCENIS, UNITE DE LANVAUX-LES-PONTS-DE-CE ET BASSIN DE SAINT-JULIEN-DE-VOUVANTES

Comme nous l'avons déjà présenté dans le chapitre I (I.2.2.), l'unité de Saint-Georges-sur-Loire ne constitue que la partie centrale du domaine ligérien. Afin de mieux contraindre la place de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire dans le domaine ligérien, il est indispensable de considérer les unités qui la jouxtent, c'est à dire, du Sud au Nord (fig. 9) :

- le bassin d'Ancenis, situé dans le sous-domaine méridional du domaine ligérien,
- l'axe anticlinal de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé et le bassin de Saint-Julien-Vouvantes, constituant les autres unités du sous-domaine septentrional.

Une synthèse bibliographique a donc été effectuée pour les bassins d'Ancenis et de Saint-Julien-de-Vouvantes, traitant de leurs lithologies, des datations existantes dans ces bassins ainsi que de leurs structures respectives. L'unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé a fait l'objet d'un travail de terrain dans sa terminaison orientale : l'antiforme orthogneissique de Saint-Clément-de-la-Place.

III.1. Le bassin d'Ancenis

Le bassin d'Ancenis se situe le long de la limite septentrionale du sous-domaine ligérien méridional (fig. 9). Il se trouve donc en bordure sud de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, directement en contact avec cette unité par l'intermédiaire de la faille de Nort-sur-Erdre à l'Est et séparé de cette unité par les schistes briovériens des Mauges et les dépôts du Sillon Houiller de Basse Loire à l'Ouest (fig. 112). Ses limites, sa structure et son mode de mise en place sont interprétés de différentes manières selon les auteurs.

➤ Pour Cavet et al. (1971 et 1978), Diot et Blaise (1978), Dubreuil (1986), ce bassin est limité au Nord par le Sillon Houiller de Basse Loire et au Sud par des contacts faillés avec les Mauges. Il s'est ouvert à la faveur d'un pull-apart sénestre (Diot et Blaise, 1978 ; Blaise et al., 1970) le long de la faille de Nort-sur-Erdre, au sein des schistes briovériens des Mauges qui apparaissent sur son flanc méridional et qui forment sur son flanc septentrional le horst de Pouillé-les-Coteaux (fig. 112 et Cavet et al., 1978). La déformation sénestre ayant permis l'ouverture de ce bassin est reconnue à la fois dans le socle briovérien ainsi que dans les dépôts anté-frasnien et probablement dans les sédiments terrigènes de faciès culm considérés comme synorogéniques (Diot et Blaise, 1978).

Ce bassin est considéré par Cavet et al. (1978) comme un synclinal bien déterminable dans sa partie occidentale au Nord de la Loire et Sud Loire aux environs de Liré et de Bouzillé, et plus difficile à cerner dans sa partie orientale, au Sud de la Loire (fig. 112). Le bassin d'Ancenis présente des sédiments ordoviciens à frasnien sur les bordures et d'âge Frasnien-Dinantien au coeur. Pour Dubreuil (1986), il s'agit plutôt d'une structure monoclinale à pendage nord, ouverte à la faveur d'un système décrochant sénestre, et séparé en deux parties distinctes par un accident orienté environ E-W masqué par la plaine alluviale de la Loire (fig. 113). Cet accident séparerait les deux parties initialement distinctes au Nord et au Sud de la Loire (Dubreuil, 1986).

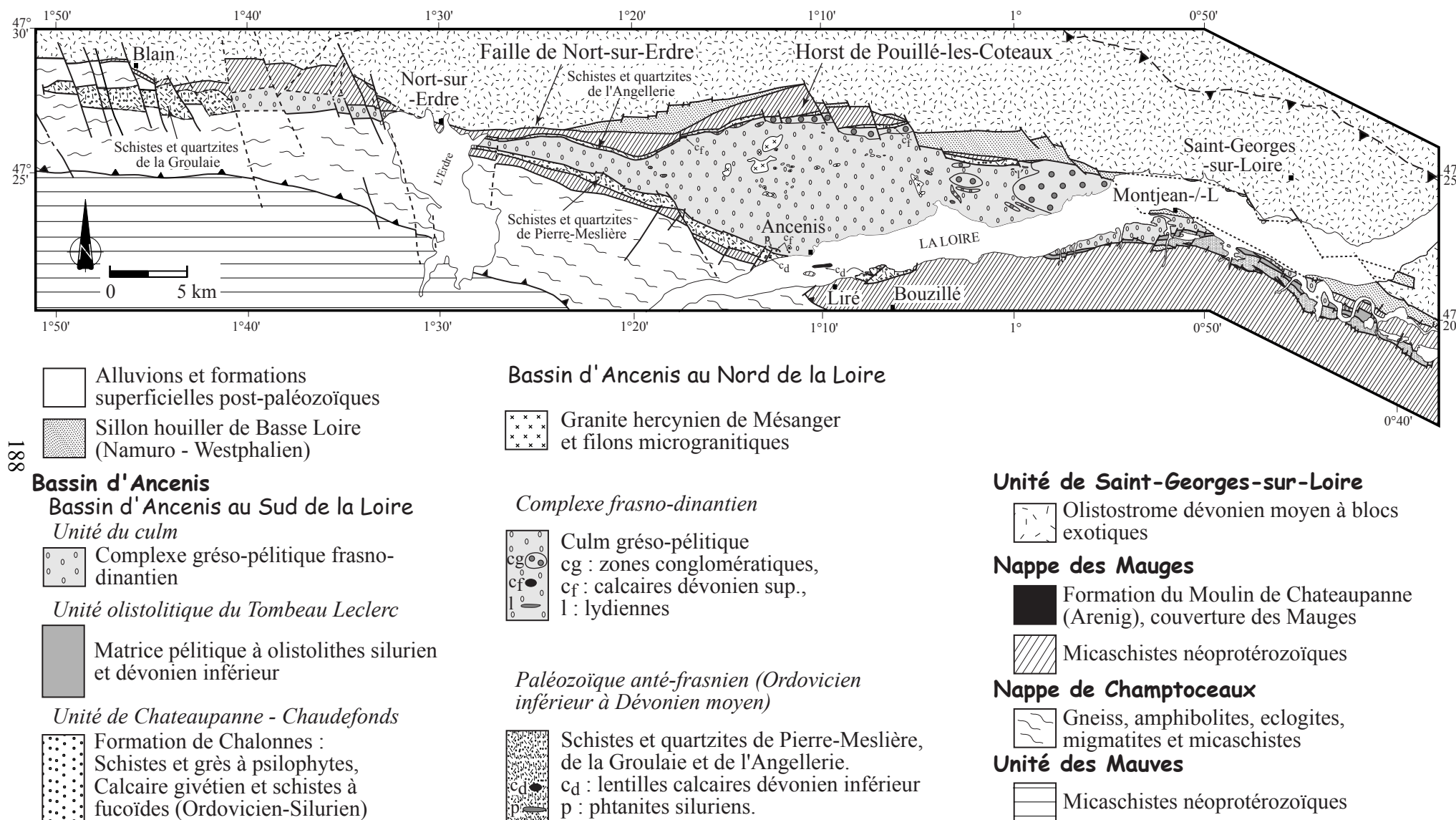


Figure 112 : Le bassin d'Ancyris d'après les cartes au 1/50000 de Savenay, Nort-sur-Erdre, Ancenis, Chalonnès-sur-Loire, Chemillé, Angers et Thouarcé.

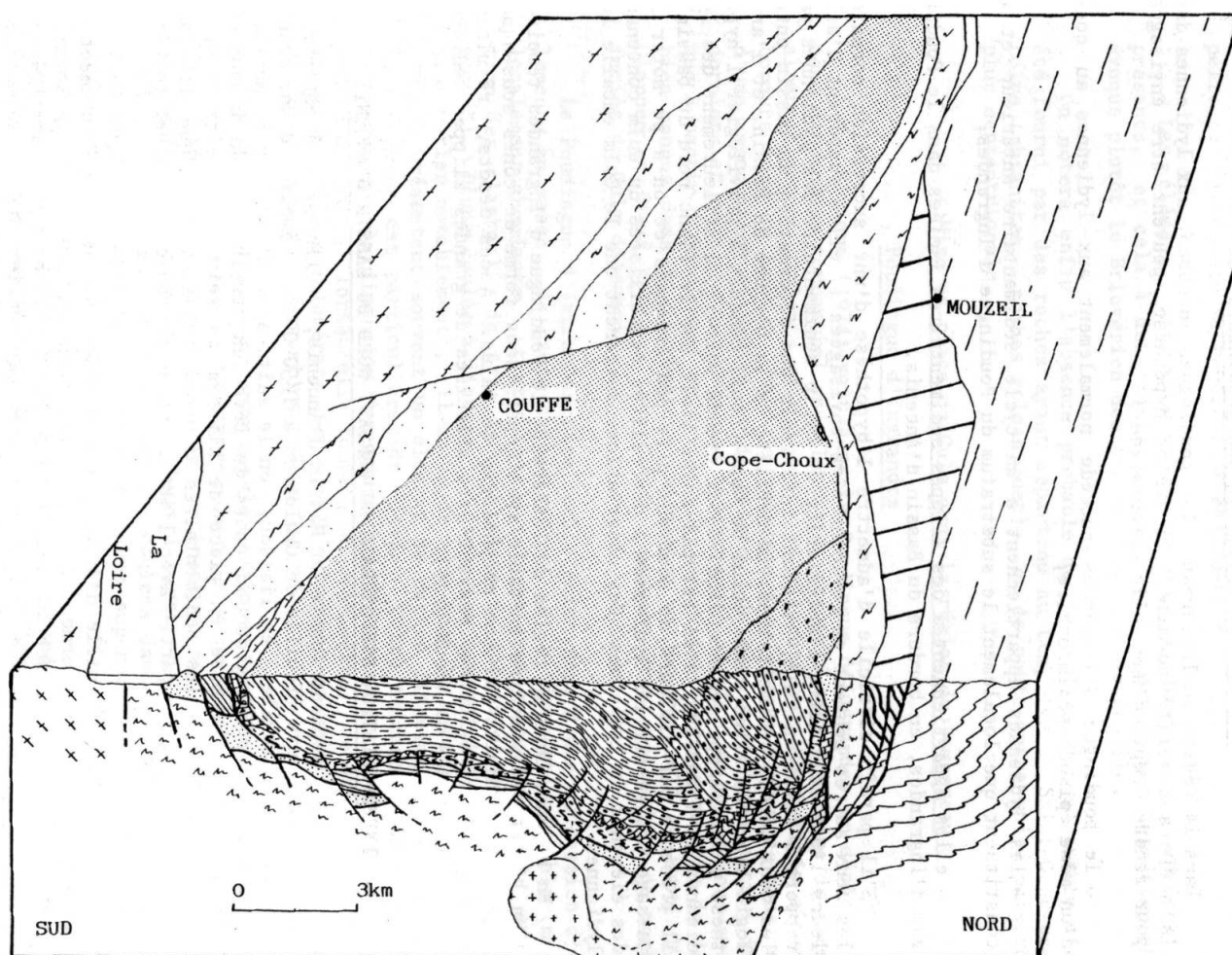


Figure 113 : Coupe dans le bassin d'Ancenis au méridien d'Ancenis
(extrait de Dubreuil, 1986, p. 118)

• *Le bassin d'Ancenis au Nord de la Loire et au Sud de la Loire aux environs de Liré et de Bouzillé (fig. 112, 114 et 115) :*

Des appellations locales sont utilisées pour dénommer les formations ordovico-frasnienne et frasnio-dinantienne du bassin d'Ancenis au Nord de la Loire. Elles sont rappelées ci-après et dans la figure 115 :

- *Le flanc méridional* du bassin d'Ancenis est constitué par (fig. 112):
 - *les schistes et quartzites de Pierre-Meslière* (Ordovicien inférieur à Dévonien inférieur) : Ils constituent le complexe paléozoïque anté-frasnien avec à sa base une faune ordovicienne. Sur la rive gauche de la Loire, des lentilles calcaires atteignant le passage Dévonien inférieur à moyen affleurent (carrières de Sainte Catherine (environs de Bouzillé), des Fourneaux et des Garennes (environs de Liré) et du lac Bleu (où a été exploité le calcaire des Brûlis, SW d'Ancenis), fig. 112).
 - *la bande des schistes et quartzites de la forêt de la Groulaie* est considérée comme le flanc sud du synclinal d'Ancenis, en continuité latérale avec les schistes et quartzites de Pierre Meslière de la feuille d'Ancenis au 1/50000^{ème} (Cavet et al., 1978).

Ces schistes ont livré, sur les deux flancs du synclinal, des nodules siliceux à trilobites d'âge Llanvirn, permettant de fixer la limite supérieure de cet ensemble au Dévonien inférieur à moyen, donc au Paléozoïque anté-frasnien (Cavet et Pillet, 1961). Ces associations de trilobites du Llanvirn présentent des analogies, voire des identités avec les faunes de Bohême (Henry, 1980).

- *Le cœur du bassin* est formé par le *Complexe grésopélitique frasnio-dinantien* correspondant au faciès *Culm* du bassin d'Ancenis. Pour les auteurs de la carte de Nort-sur-Erdre (Barbaroux et al., 1983), ce terme est inapproprié car il s'agirait d'un complexe transgressif, discordant sur le Paléozoïque anté-Frasnien. Cavet et al. (1978) et Barbaroux et al. (1983) considèrent ce complexe grésopélitique comme formé de deux ensembles :

- une masse principale d'origine lagunaire ou d'eau douce. Ce sont des dépôts continentaux, détritiques terrigènes, voire conglomératiques (le poudingue d'Ingrandes correspond à la fin du remplissage en régime torrentiel, Rivière, 1977) qui sont principalement attribuables au Dinantien,
- sur les deux flancs du synclinal, à la base du remplissage grésopélitique, des éléments d'une faune marine frasnienne, composée d'intercalations calcaires ont été reconnus (l'Ecochère, SW d'Ancenis ; Cope Choux, W de Mésanger ; l'Herbrairie, N de Saint-Herblon ; Bureau, 1861, Milon, 1932, Le Maître, 1932, Péneau, 1933, Cavet et Pillet, 1963). On y trouve également des lydiennes (Lydiennes du vieux Bray) qui confirment le caractère marin de la sédimentation au début du remplissage grésopélitique.

Dubreuil (1986), considère ce complexe grésopélitique comme « un dépôt relativement profond, dont la mise en place serait le plus souvent liée à une dynamique gravitaire à partir d'écoulements en masse ». Les calcaires frasnien sont alors considérés comme des éléments remaniés dans un ensemble sédimentaire détritico-dinantien, ou bien, dans la partie septentrionale, comme des éléments associés aux lydiennes, dans des klippes sédimentaires.

- *Le flanc septentrional* est composé des *schistes et quartzites de l'Angellerie*. Ce sont des dépôts siliceux et quartzitiques identiques à ceux du flanc Sud pour Cavet et al. (1978), avec la même faune ordovicienne mais dépourvus de lentilles calcaires.

Le granite de Mésanger et son cortège filonien (fig. 112 et 114) sont intrusifs dans le complexe grésopélitique. Un métamorphisme de contact est visible au voisinage de ce

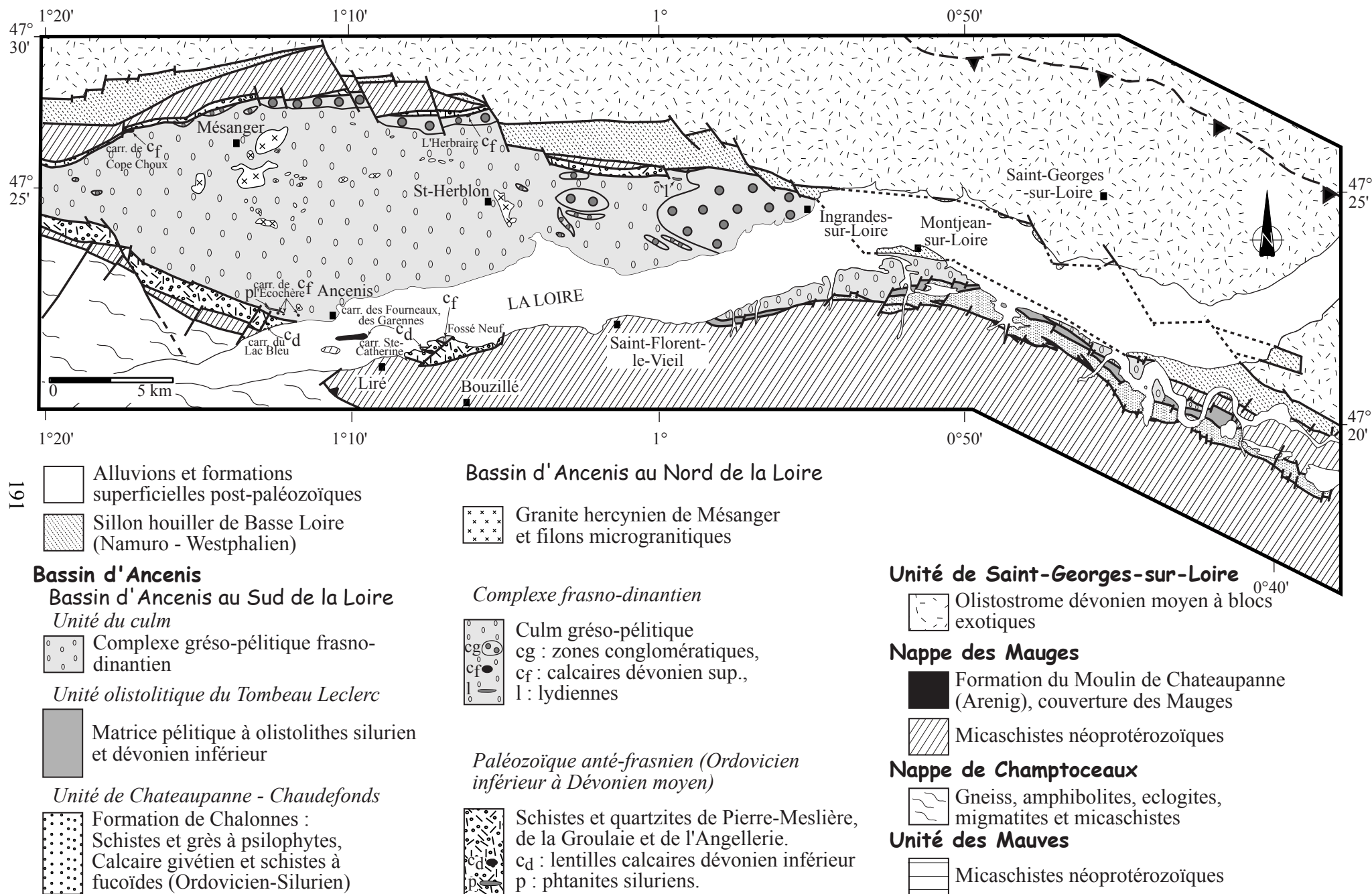


Figure 114 : Le bassin d'Ancenis d'après les cartes au 1/50000 de Ancenis, Chalonnnes-sur-Loire, Chemillé, Angers et Thouarcé.

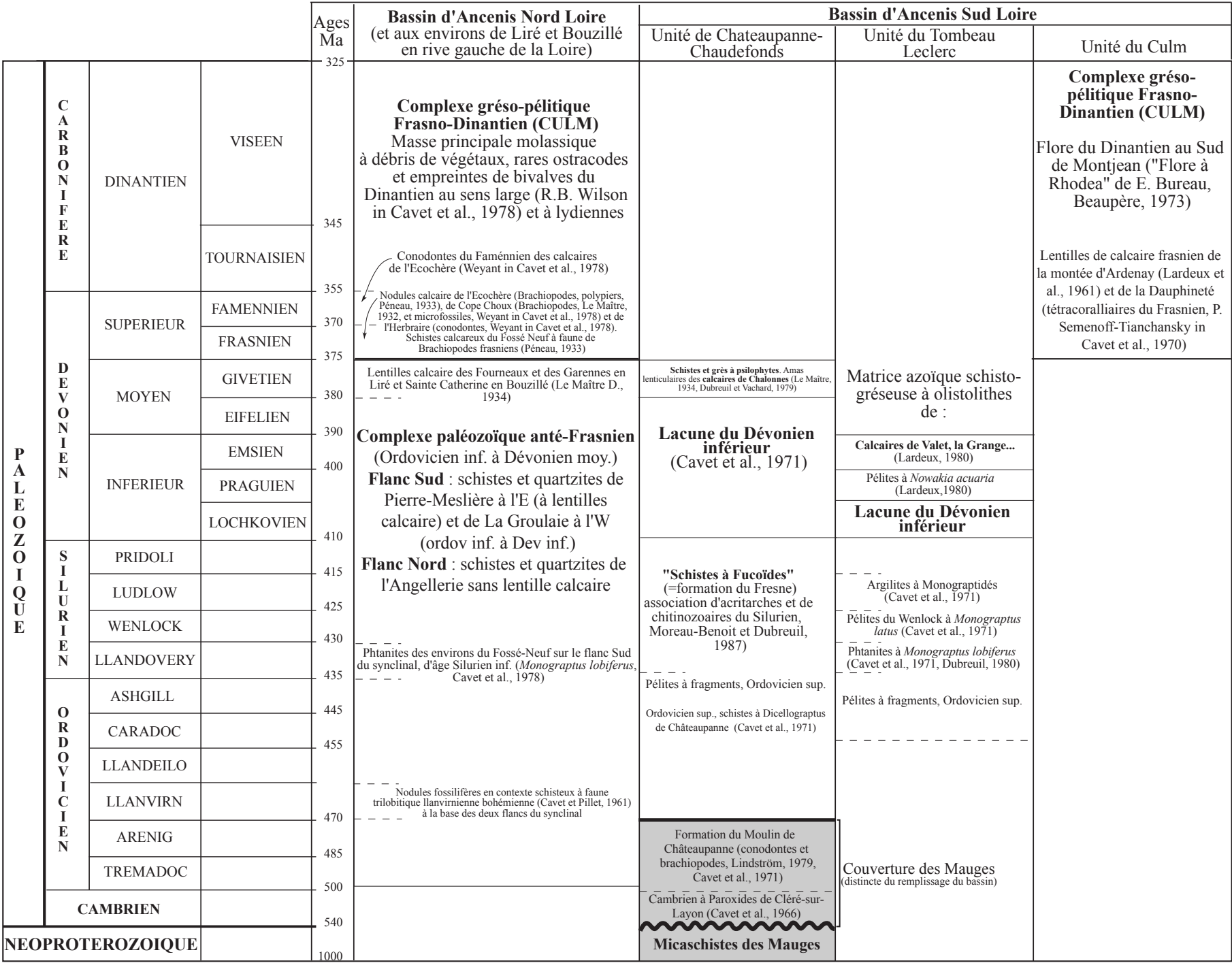


Figure 115 : Synthèse des datations réalisées dans le bassin d'Ancenis

granite, permettant la formation de schistes tachetés (à cordiérite, biotite) et des grès à tourmaline.

- *Le bassin d'Ancenis au Sud de la Loire (fig. 112, 114, 115 et 116) :*

Il se compose de trois unités différentes qui sont interprétées soit comme une conséquence de la tectonique en horst et graben active au Silurien et au Dévonien inférieur (Cavet et al., 1971 et Diot, 1980), soit comme un dépôt chaotique à la base du « Culm » (Dubreuil, 1980, 1986). Ces trois unités sont toutes séparées par des contacts faillés difficiles à déterminer sur le terrain (Cavet et al., 1971, Diot et Blaise, 1978). Du Sud au Nord, on distingue (fig. 112, 114, 115 et 116) :

- *Unité de Chateaupanne-Chaudefonds :*

- La *formation du Moulin de Chateaupanne* (Trémadoc-Aréning, Lindström 1979 et Cavet et al., 1971) ainsi que tous les « témoins » décrits tout le long du contact Paléozoïque-Briovérien qui étaient assimilés à la formation de base de l'unité de Chateaupanne-Chaudefonds sont aujourd'hui considérés comme la couverture paléozoïque de la nappe des Mauges. *Le poudingue de la Hubaudière* identifié auparavant comme équivalent latéral de la formation ordovicienne du Moulin de Chateaupanne (feuille de Chalonnes au 1/50000^{ème}, Cavet et al., 1970) est aujourd'hui considéré comme d'âge carbonifère car des débris végétaux y ont été découverts (Lindström in Blaise et al., 1985).
- Les *schistes à fucoides* : Ce sont des schistes dont les surfaces de schistosité montrent des terriers sinueux et ramifiés. Ils contiennent des associations d'acritarches et de chitinozoaires ordovico-siluriens (Moreau-Benoit et Dubreuil, 1987) et Ordovicien supérieur avec des schistes à *Dicellograptus* (Cavet et al., 1971)
- Le Dévonien inférieur manque.
- Les *Calcaires de Chalonnes* forment des lentilles de calcaires récifaux givétiens (Davy, 1906, Le Maître, 1934, Dubreuil et Vachard, 1979). Les principales lentilles sont, d'Ouest en Est : les lentilles du Pressoir, de Chateaupanne-Pincourt, de l'Ouest de la Maison Neuve, de Bellevue, des Pierres Blanches, de Sainte-Anne, de la gare de Chalonnes, du Fourneau Noble, de Saint-Charles, de Tarare, de Crépichon, du bourg de Chaudefonds, de l'Orchère, de la Fresnaye (fig. 116). Ce sont des roches massives ou en bancs épais, à grain fin, de teinte plutôt sombre contenant des brachiopodes, bivalves, ostracodes, et organismes récifaux abondants, et dépourvues de trilobites. Pour Dubreuil (1986), les lentilles du calcaire de Chalonnes seraient des blocs remaniés issus de la fragmentation d'un édifice carbonaté récifal.
- Les *schistes et grès à Psilophytes* : Ce sont des alternances de grès feldspathiques et de pélites gréseuses à débris de végétaux vasculaires flottés, primitifs, en contact anormal avec le Calcaire de Chalonnes.

Le contact entre l'unité de Chateaupanne-Chaudefonds et l'unité du Tombeau Leclerc est un contact faillé, rejeu d'un accident synsédimentaire (Diot et Blaise, 1978).

- *Unité du Tombeau-Leclerc (autrefois dénommé horst du Tombeau Leclerc par Cavet et al., 1971) :*

Cette unité est assimilée à un ensemble sédimentaire chaotique (Dubreuil, 1980) mis en place sous forme d'olistostrome au début du Dinantien. Il comprend une matrice pélitique resédimentée, slumpée (Moreau-Benoit et Dubreuil, 1987) et des olistolithes de phanite, de

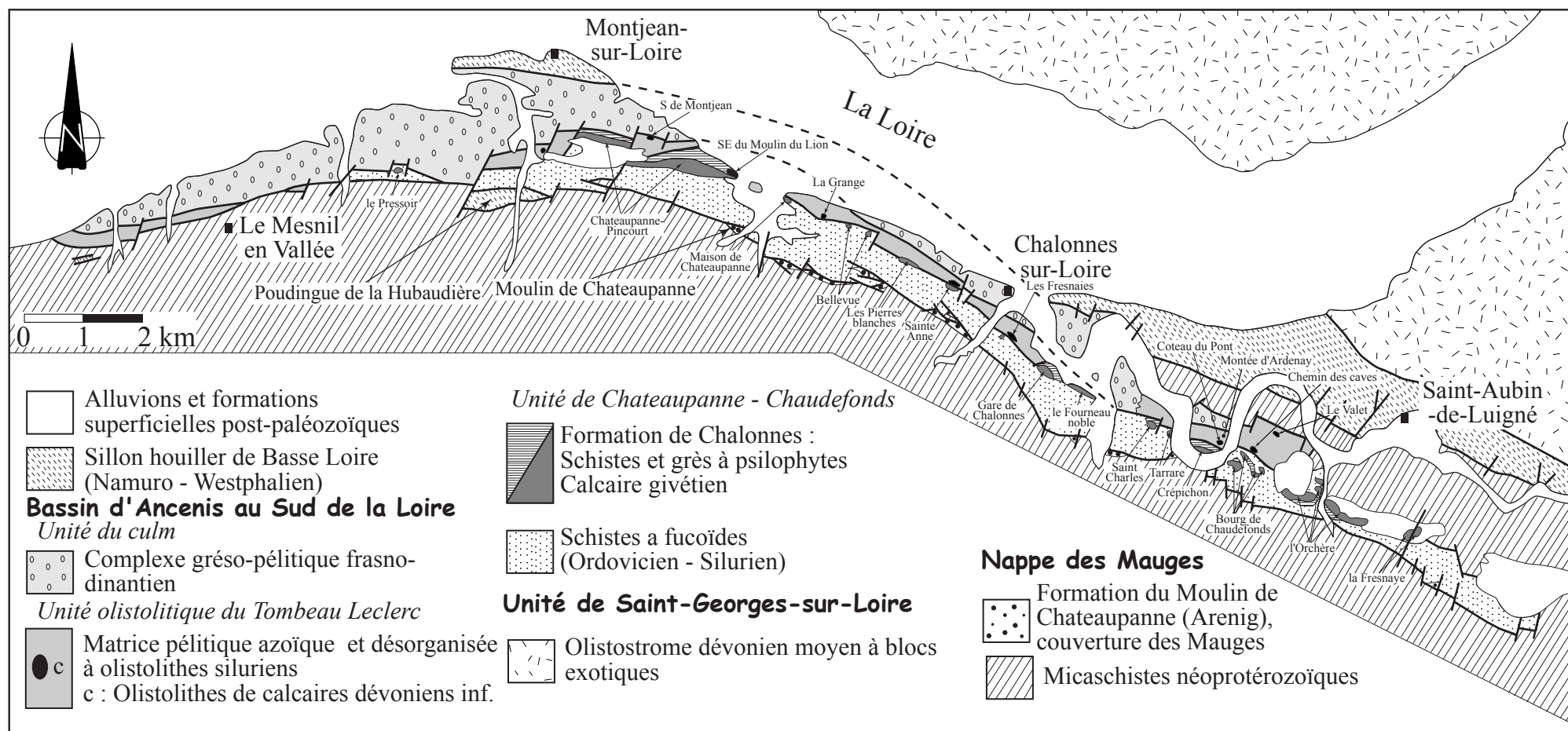


Figure 116 : Bassin d'Ancenis au Sud de la Loire
Contours d'après les feuilles au 1/50000 de Chalonnes, Chemillé et Thouarcé

calcaires variés (Zlichovien et Dalejien) et de pélites à *Nowakia acuaria* (Lardeux, 1980).

- Les *schistes et grès encaissants* sont mal définis, ils constituent la matrice de l'olistostrome qui s'est mise en place au début du Dinantien (Dubreuil, 1986).
- On trouve dans cette matrice des blocs de :
 - phtanites à faunes du Llandovery, de pélites et argilites à graptolites du Wenlock et du Ludlow (Blaise et al., 1986),
 - de calcaires à faunes bohémiennes du Dévonien inférieur (p. ex. calcaire à *Nowakia acuaria* (Praguien, Lardeux, 1980), calcaire de Valet (Emsien supérieur, Le Maître, 1934), calcaire de la Grange (Pillet, 1973 et Dubreuil, 1980), calcaire olistholitique du Coteau du Pont (Emsien terminal, Lardeux, 1980, Lardeux in Blaise et al., 1986).

Le contact entre l'unité du Tombeau-Leclerc et du le complexe frasno-dinantien est faillé (Diot et Blaise, 1978 ; Cavet et al., 1978). Ce contact est plutôt progressif pour Dubreuil (1986), le complexe du Tombeau-Leclerc correspond donc à un ensemble chaotique de base et le complexe grésopélitique (« culm ») à un ensemble sédimentaire détritique normal.

- *Le complexe frasno-dinantien (« Culm »)*

- C'est un *complexe grésopélitique et conglomératique* à flore du Dinantien au Sud de Montjean-sur-Loire (Beaupère, 1973),
- Une lentille de calcaire frasnien (Lardeux et al., 1961) a été trouvée dans la montée d'Ardenay. Elle correspond à un olistolithe remanié dans les dépôts gréseux dinantiens (Diot, 1980 ; Dubreuil, 1986).

➤ Pour Shelley et Bossière (2001, fig. 117a.), le bassin d'Ancenis est composé de trois séquences sédimentaires différentes reposant sur un sous-bassement briovérien. Il s'agit, de bas en haut :

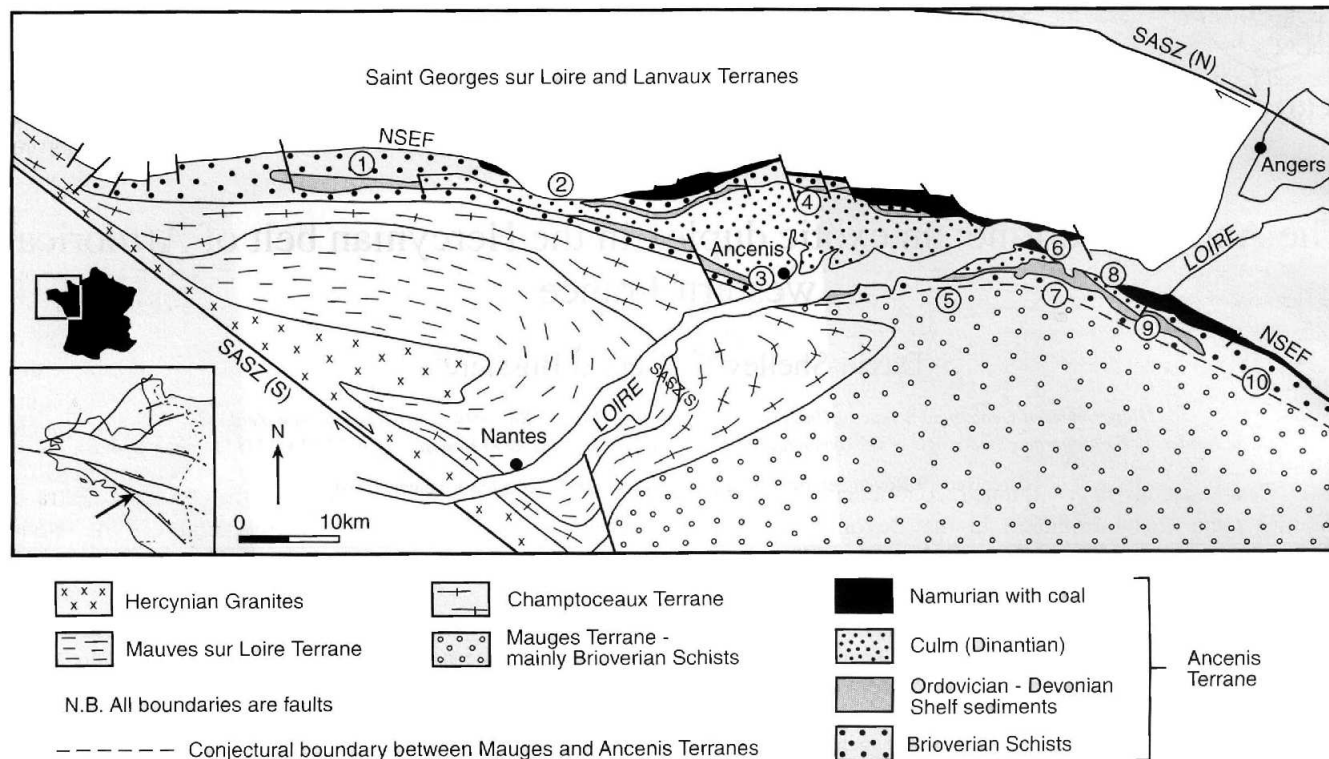
- d'une séquence de sédiments marins de plate-forme ordoviciens à dévoniens,
- d'une séquence de sédiments non-marins à faciès « culm » (Carbonifère inférieur),
- des dépôts charbonneux namuriens du Sillon Houiller de basse Loire.

L'ensemble des dépôts sédimentaires du bassin d'Ancenis et de son sous-bassement briovérien est considéré par Shelley et Bossière (2001, fig. 117a.) comme un « terrane », limité par des failles et montrant une pile lithotectonique bien différente de celle rencontrée dans les blocs qui l'entourent (« terranes » de Saint-Georges-sur-Loire au Nord et des Mauges au Sud). Il constitue un des treize blocs tectonostratigraphique (« suspect tectonostratigraphic terrane ») reconnus par ces mêmes auteurs dans le Massif Armoricaïn (Shelley et Bossière, 2000).

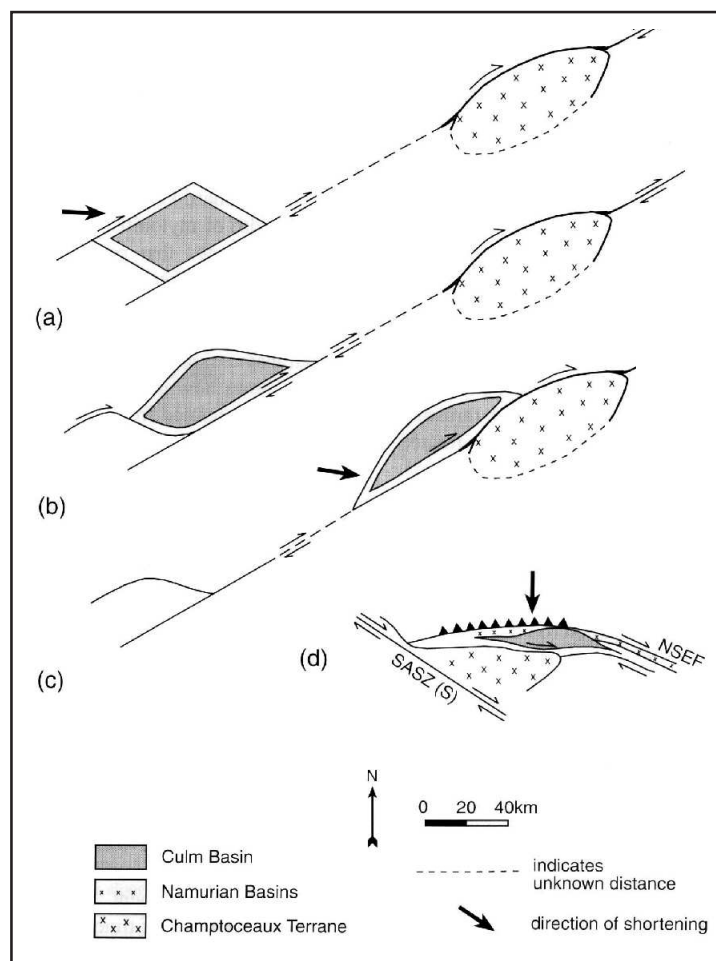
La succession marine ordovico-dévonienne est considérée par ces auteurs comme un mélange tectonique ; ils rejettent donc la mise en place de ces sédiments sous forme d'un olistostrome. Les structures majeures reconnues dans ces sédiments sont des zones de cisaillement en transpression, indiquant un sens dextre en majorité, mais des sens sénestres ont été reconnus. Le culm présente peu de déformation pénétrative. Il est en contact faillé avec les sédiments ordovico-dévonien.

Pour Shelley et Bossière (2001) la mise en place de ce « terrane » d'Ancenis est beaucoup plus complexe. Elle serait liée à un pull-apart dextre, détaché, puis translaté sous forme de « duplex exotique » de façon dextre le long d'une faille transcurrente NE-SW (fig. 117b.). Ce duplex exotique va ensuite être déformé par juxtaposition le long du « terrane » rigide de Champtoceaux et aplati par un raccourcissement N-S (fig. 117b.).

Shelley et Bossière (2000 et 2001) rejettent donc l'interprétation des auteurs précédents (Blaise et al., 1970 ; Diot et Blaise, 1978 ; Diot, 1980) indiquant la mise en place du bassin



a. Carte géologique du "Terrane" d'Ancenis et des zones environnantes (Shelley et Bossière, 2001)
 SASZ(N) et SASZ(S) sont les branches Nord et Sud du cisaillement sud armoricain. Les limites à l'intérieur du "Terrane" d'Ancenis sont extraites en majorité de Diot et Blaise (1978). Les autres limites proviennent des cartes géologiques au 1/50000 de France. Les terminologies des terranes sont extraites de Shelley et Bossière (2000). Les nombres de 1 à 10 indiquent quelques localités mentionnées dans le texte. 1, Blain, 2, Nort-sur-Erdre, 3, Pierre Meslière, 4, La Roche Blanche, 5, Saint-Laurent-du-Mottay, 6, Chateaupanne, 7, Moulin de Chateaupanne, 8, Chalonnes-sur-Loire, 9, Chaudefonds-sur-Layon, 10, Le Champ-sur-layon.



b. Figure expliquant le mode de formation du "terrane" d'Ancenis (Shelley et Bossière 2001) :

- Formation du Culm du bassin d'Ancenis sous forme d'un pull-apart dextre à une distance inconnue de sa position actuelle, en association avec des failles transcurrentes NE-SW,
- Détachement du bassin de son ancien "terrane" hôte par cisaillement le long de ses limites méridionales,
- Translation dextre sous forme d'un duplex exotique (avec son motif concentrique du sous-bassement briovérien et les sédiments de plate forme ordovicien-dévonien protégés par enfouissement sous le culm), et juxtaposition le long du "terrane" de Champtoceaux,
- Rotation du "terrane" jusqu'à 50° dans le sens horaire, créant un raccourcissement N-S qui cause l'aplatissement le long du "terrane" de Champtoceaux, et la courbure des terminaisons du "terrane" alors que le cisaillement dextre prend place le long de la branche sud du cisaillement sud armoricain (SASZ (S)) et de la faille de Nort-sur-Erdre (NSEF). Les dentelures le long de la faille de Nort-sur-Erdre indiquent le plongement du plan de faille le long duquel le chevauchement se produit.

Figure 117 : Le "terrane" d'Ancenis (Shelley et Bossière 2001)

d'Ancenis sous forme d'un pull-apart sénestre. Ils mettent principalement l'accent sur les mouvements dextres subis par la région au Carbonifère et interprètent le bassin d'Ancenis sous forme d'un « tectonostratigraphic terrane » formé à une distance inconnue de son emplacement actuel.

Au concept « terrane », nous préférons celui d'unité ou de bassin d'Ancenis, impliquant des relations (stratigraphiques et tectoniques) de celui-ci avec les autres unités du domaine ligérien. D'une manière générale, la notion de « tectonostratigraphic terrane » n'est pas applicable pour le Massif Armoricaire et peu utile pour l'ensemble de la chaîne hercynienne, comme nous l'argumentons dans notre commentaire à l'article de Shelley et Bossière (2000, cf. chap. IV : Cartier et al., 2001, sous presse).

III.2. L'unité de Lanvaux–Les-Ponts-de-Cé

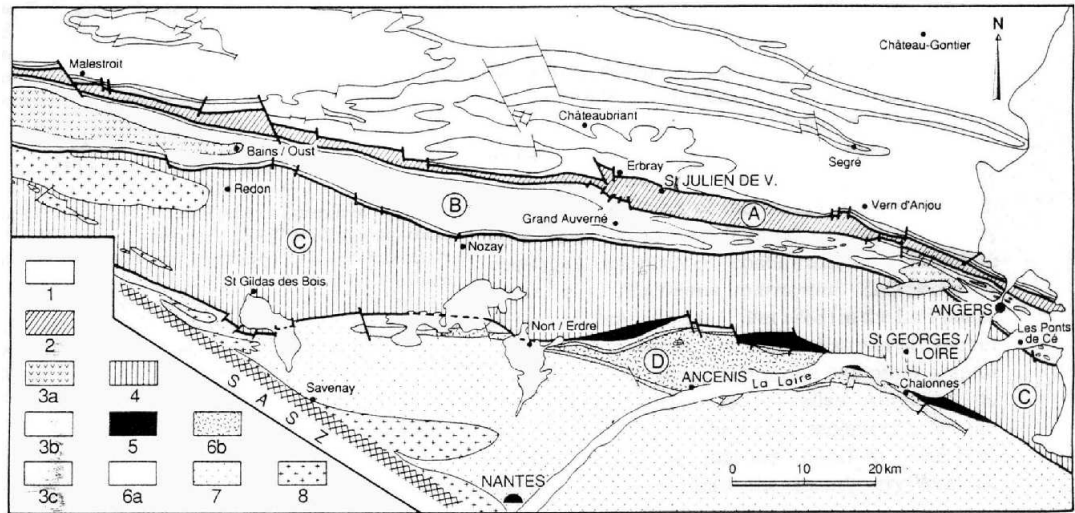
L'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé est située au Nord de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire. Elle fait partie du sous-domaine septentrional du domaine ligérien (fig. 9). Elle est limitée au Sud par un chevauchement vers le Nord ou « faille de Freigné » décrit précédemment (II.4.3.2 et Cavet et al., 1986), et au Nord, par la branche nord du cisaillement sud armoricaire (BNCSA, fig. 118 a.). Cette unité constitue un antiforme tronqué dans sa partie septentrionale car l'équivalent des formations siluriennes de la bande ampélitique du Houx n'y apparaît pas (Cavet et al., 1986 et II.4.1). Cet antiforme est constitué de deux parties : un ensemble inférieur granito-gneissique et un ensemble supérieur sédimentaire. Cette couverture sédimentaire est composée de deux unités lithostratigraphiques différentes (fig. 118 a. et b.):

- Les *schistes et arkoses de Bains* (Barrois in Barrois et Bochet, 1890) ou *Groupe de Bains-sur-Oust* (p. ex. Lardeux et Cavet, 1994) d'âge Protérozoïque supérieur– Arénig. Cette unité lithostratigraphique est composée :

- D'une zone gréseuse sommitale : alternance schisto-gréseuse à faciès arénacés prédominants et passées conglomératiques. Cette zone est comparée aux grès armoricains par Janjou et al. (1998),
- D'un complexe gréso-pélique à arkoses quartzeuses intensément déformées dans les pélites gréseuses ou argileuses,
- D'une bande de schistes sub-ardoisiers à l'Ouest du Grand-Auverné, rattachés aux schistes et arkoses de Bains (Dubreuil et al., 1989).

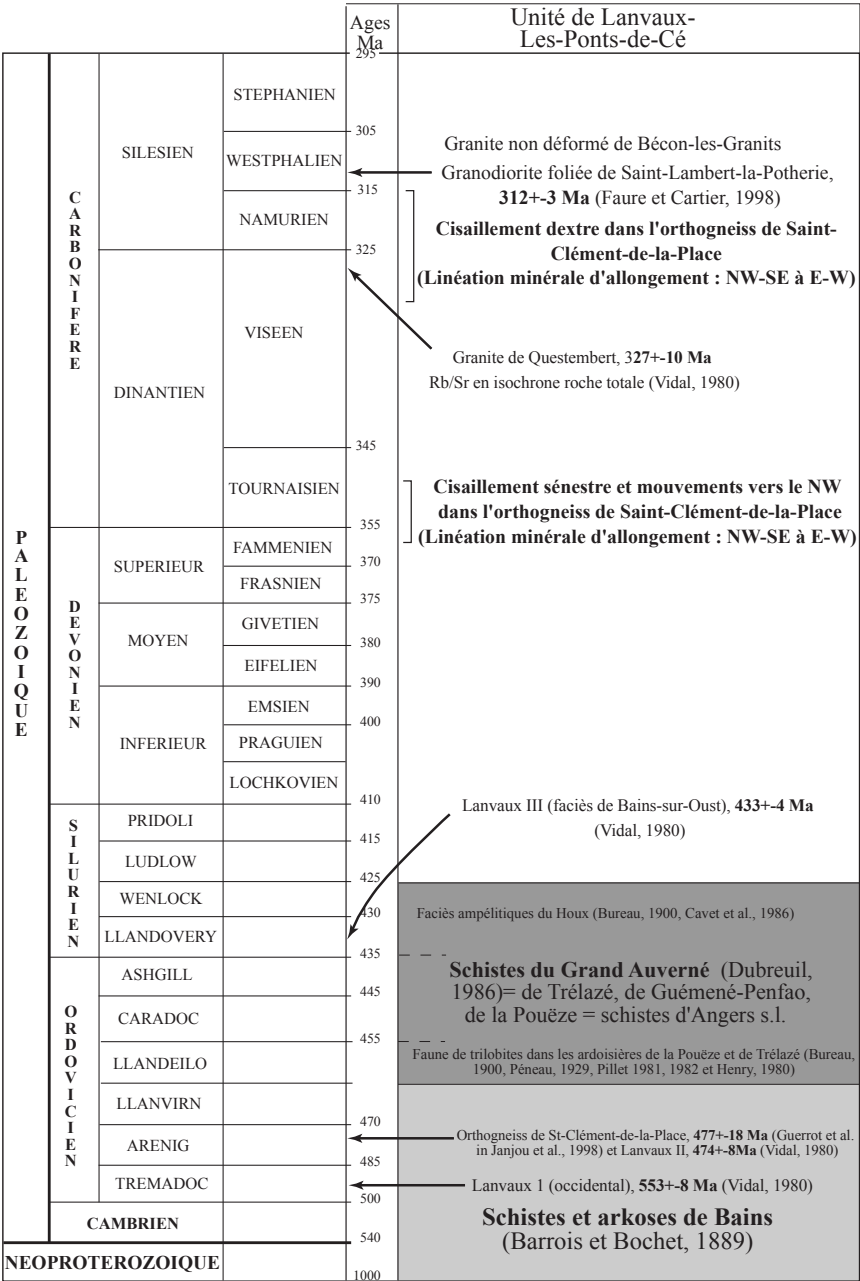
La base de ce « groupe de Bains-sur-Oust » est énigmatique, Briovérien pour Barrois (1896, feuille de St-Nazaire au 1/80000^{ème}) et Cambrien pour auteurs de la feuille St-Mars-La-Jaille au 1/50000^{ème} (Dubreuil et al., 1989), mais il n'existe aucun argument déterminant en faveur de l'une ou l'autre des interprétations (fig. 118 a.). La limite supérieure du groupe de Bains-sur-Oust est attribuée à l'Arénig. Les auteurs de la carte de St-Mars-la-Jaille au 1/50000^{ème} (Dubreuil et al., 1989) n'admettent pas la corrélation des assises gréseuses du sommet du complexe avec la formation des grès armoricains car seuls de rares bilobites ont été trouvés dans ce complexe par Péneau (1929, 1946), et ces marques de bioturbation n'ont pas de signification biostratigraphique précise. Cette interprétation n'est pas partagée par Janjou et al. (1998), qui tentent une corrélation entre les formations du groupe de Bains-sur-Oust et celles rencontrées en Bretagne centrale. Le membre supérieur du groupe de Bains pourrait correspondre aux quartzites et poudingues de Gourin (Briovérien supérieur), formation de Pont-Réan et grès armoricains. Le membre inférieur silto-gréseux pourrait apparaître comme un équivalent latéral de la formation briovérienne des siltites vertes.

- Les *schistes ardoisiers du Grand Auverné* à fossiles de l'Ordovicien moyen à Silurien dans la bande ampélitique du Houx (Cavet et al., 1986). Les faciès des ampélites du



a. L'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé dans le domaine ligérien (Lardeux et Cavet, 1994)

1 : Domaine Médio-Nord-Armoricain, 2 : Unité de St-Julien-de-Vouvantes (A), 3 : Unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé (B), 3a. Orthogneiss des landes de Lanvaux, 3b. Groupe de Bains-sur-Oust, 3c. Formation du Grand-Auverné, 4 : Unité de Saint-Georges-sur-Loire (C), 5 : Sillon houiller de Basse Loire, 6 : Bassin d'Ancenis (D), 6a. Groupe pré-frasnien, 6b. Complexe d'Ancenis, 7 : Roches métamorphiques du groupe des Mauges et du complexe de Champtoceaux, 8 : Granites varisques, SASZ : Branche Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn.



b. Synthèse des datations réalisées dans l'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé

Figure 118 : L'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé

Houx sont inséparables de ces schistes du Grand Auverné, ils soulignent la retombée méridionale de l'axe de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé (Cavet et al., 1986). La limite inférieure de cette série est donc située dans le Llanvirn-Llandeilo (formation datée par des faunes de trilobites provenant des ardoisières de La Pouëze et Trélazé, Bureau, 1900 Henry, 1980, et Pillet, 1981, 1982) et la limite supérieure dans le Llandovery, Wenlock (graptolites récoltés dans les ampélites du Houx, Cavet et al., 1986). Ces schistes du Grand Auverné montrent principalement des faciès ardoisiers, mais on trouve également de rares passées gréseuses ou quartzitiques.

Cette couverture sédimentaire surmonte l'ensemble inférieur granito-gneissique composé de formations plutoniques : granites orthogneissifiés de Lanvaux à l'Ouest (âges Lanvaux I : 553 ± 8 Ma, Lanvaux II : 474 ± 8 Ma, Lanvaux III : 327 ± 10 Ma, Vidal 1980), et orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place (477 ± 18 Ma, Guerrot et al. in Janjou et al., 1998) à l'Est (fig. 118 a. et b.). Cet orthogneiss, considéré comme la réapparition en boutonnière du « granite gneissique des landes de Lanvaux », est intensément déformé de façon ductile (Faure et Cartier, 1998). Trois autres générations d'intrusions ont également été reconnues dans cette boutonnière orientale (Faure et Cartier, 1998):

- l'orthogneiss leucocrate de la Poissardière affleurant dans la partie occidentale du massif orthogneissique de Saint-Clément-de-la-Place et rassemblé sous le terme « les orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place » par Cavet et al. (1970),
- la granodiorite déformée de Saint-Lambert la Potherie (Faure et Cartier, 1998),
- le granite de Bécon-les-Granits.

L'article de Faure et Cartier (1998) présente les déformations polyphasées qui affectent les orthogneiss de Lanvaux et la chronologie des déformations est indiquée sur la figure 118b.

III.3. Le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes

Le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes constitue la partie la plus septentrionale du sous-domaine septentrional du domaine ligérien. Il est limité au Sud par la BNCSA et au Nord par un satellite de cette même faille.

Cette unité a d'abord été considérée comme un synclinorium paléozoïque que à cœur siluro-dévonien et à bordures ordoviciennes. Il était alors regardé comme appartenant à la même aire paléogéographique que la Bretagne centrale (Barrois, 1889, Bureau, 1894, Kerforne, 1919, Péneau, 1929).

Une nouvelle interprétation de cette unité a ensuite été proposée par Dubreuil (1986, 1987, 1988). Cet auteur considère ce bassin comme un pull apart formé au Dinantien mais ne précise pas le sens du décrochement (dextre ?). Selon Dubreuil, le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes est composé de schistes et grès à lamines et exposerait au cœur des olistolithes paléozoïques (Siluro-Dévonien). Ces olistolithes présentent deux origines et affinités distinctes : une origine médio-Nord Armoricaïne pour les affleurements septentrionaux, et une origine méridionale pour les olistolithes affleurant dans la partie sud du bassin. Ces dépôts méridionaux se seraient formés en domaine sédimentaire marin, n'apparaissant plus à l'affleurement et qualifié de domaine méridional occlus (p. ex. Dubreuil, 1986 et fig. 119.). Dubreuil considère donc le bassin des Saint-Julien-de-Vouvantes comme un « complexe à blocs » en raison de l'absence de continuité et de rapports stratigraphiques normaux tels qu'on pourrait s'y attendre dans un synclinal.

La matrice azoïque de ce « complexe à blocs » est supposée d'âge Namurien par Dubreuil (1986, 1987, 1988). En fait, il n'existe aucun argument paléontologique pour arriver à cette conclusion. Les olistolithes, sont d'âges et d'origines différentes. Ils présentent en effet soit des affinités médio-Nord armoricaines, soit des affinités plus méridionales (ligériennes ou bohémiennes). Quelques uns de ces olistolithes sont rappelés ci-après (fig. 120) :

- origine Médio-Nord Armoricaïne :
 - Grès lochkovien sup. à Praguien inf. à *Platyorthis monnieri* (Barrois, 1889, Bureau 1900, Péneau, 1929),
 - Calcaire de Vern d'Anjou (Praguien, p. ex. Lardeux, 1969),
 - Calcaire d'Erbray (Emsien, p. ex. Lardeux, 1969),
 - Calcaire d'Angers (Emsien, p. ex. Lardeux, 1969).
- origine méridionale :
 - Phtanites siluriennes (Péneau, 1929 et Philippot, 1950),
 - Calcaire à *Nowakia acuarina* d'âge Praguien (Mauvier et al., 1965, Lardeux, 1998).
 - Calcaire de la Briantière en Vern d'Anjou (Famennien).

L'interprétation de Dubreuil (1986, 1987, 1988) est aujourd'hui controversée (fig. 120):

➤ Lardeux (1998), ne réfute pas l'existence d'un « complexe à blocs » dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes-Angers, mais la réalité lui semble plus nuancée. A l'Est d'Angers, il existe en effet une disposition régulière des dépôts paléozoïques depuis le grès armoricain (Ordovicien), jusqu'au sommet des calcaires d'Angers (Emsien). Cet auteur fait remarquer que les faciès bohémiens, d'origine sud armoricaïne, sont systématiquement situés au Sud des faciès rhénans, d'origine médio-nord armoricaïne (ex. formation des Maisons Rouges).

➤ Il en est de même pour Janjou et al. (1998) qui pensent que cette unité constitue une entité lithostructurale à part entière. Cette unité expose en effet une série continue allant des grès arénigiens (formation de la Pile) au Famennien supérieur avec les schistes à nodules (fig. 120). Cette unité a été déformée et dilacérée par la tectonique hercynienne.

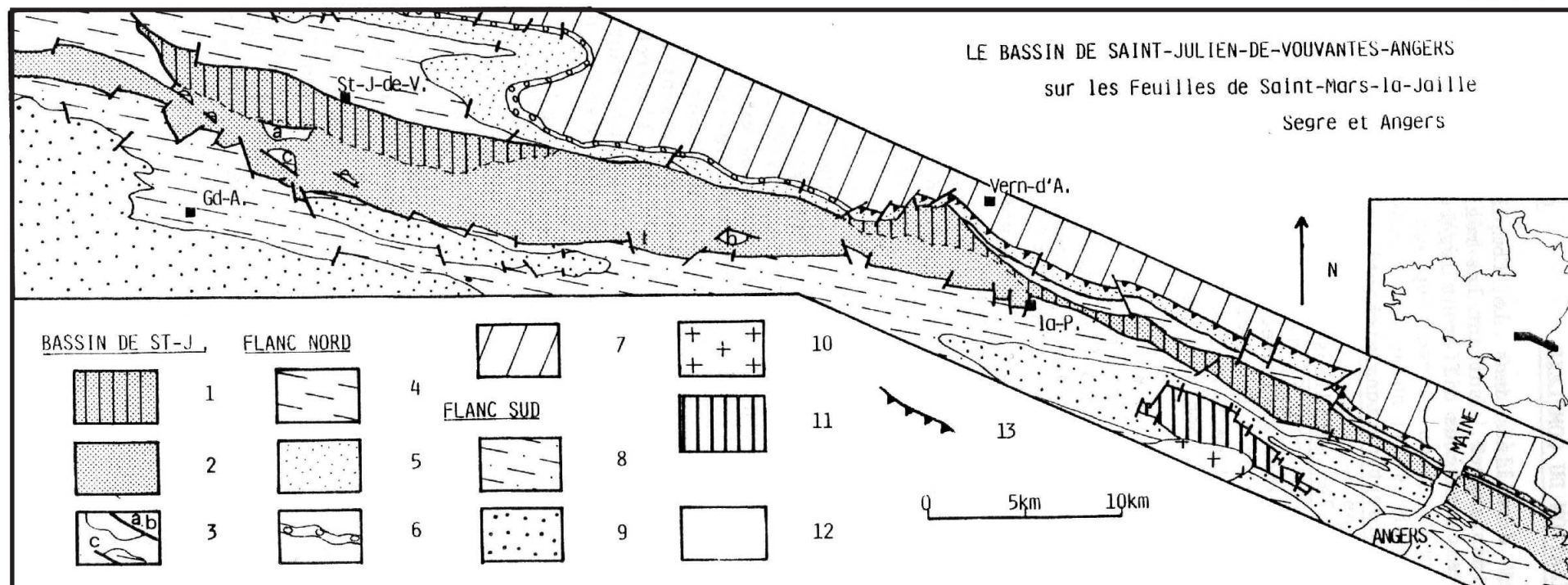


Figure 119 : Le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes sur les feuilles de Saint-Mars-La-Jaille, Segré et Angers (Dubreuil, 1986)

Gd-A : Grand-Auverné, la-P : la Pouëze, St-J-V : Saint-Julien-de-Vouvantes, Vern-d'A. : Vern d'Anjou.

- 1 : dépôt chaotique et grès à lamines à olistolithes de Silurien et de Dévonien ; 2 : schistes et grès à lamines à olistolithes de Silurien ; 3 : "navettes tectoniques" : a. Ordovicien inférieur de la Pile ; b. Ordovicien inférieur de la Boserie ; c : schistes de l'Ordovicien moyen ; 4 : schistes d'Angers, grès armoricain supérieur et schistes intermédiaires ; 5 : Grès armoricain inférieur ; 6 : Formation de Pont-Réan ; 7 : Briovérien centre-armoricain ; 8 : Schistes du Grand-Auverné ; 9 : Schistes et arkoses de Bains ; 10 : Granite de Bécon ; 11 : Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place ; 12 : Alluvions ; 13 : Limite tectonique du bassin.

				Hypothèse de Barrois, 1889 ; Bureau, 1894 ; Kerforne, 1919 ; Milon, 1925 ; Péneau, 1928 ; Lardeux, 1969, 1998 ; Janjou, 1998.		Hypothèse de Dubreuil, 1986, 1987, 1988	
				Ages Ma	Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, faciès à affinité Centre Armoricaïne	Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, faciès à affinité ligérienne	Complexe à blocs de Saint-Julien-de-Vouvantes
P A L E O Z O I Q U E	C A R B O N I F E R E	DINANTIEN	WISEEN	325			Matrice de l'olistostrome : schistes et grès à lamines (mise en place au Dévonien terminal au plus tôt) AZOIQUES Brèches intraformelles et formations volcaniques non différenciées
			TOURNAISIEN	345		?	
		SUPERIEUR	FAMENNIEN	355		Arkoses et tufs à végétaux, Barrois, 1889, Péneau, 1929	Arkoses et tufs à végétaux, Barrois, 1889, Péneau, 1929
			FRASNIEN	370		Schistes à nodules de la Vallée (Péneau, 1929) et calcaires à conodontes de la Bynanhière (Cavet et Lardeux, 1967)	Schistes de la Vallée (ex. Barrois, 1889, Lardeux, 1969)
	D E V O N I E N	MOYEN	GIVETIEN	375		?	
			EIFELIEN	380		?	
			EMSIEN	390	Calcaires d'Angers et d'Erbray (ex. Lardeux 1969, Pillet, 1973)	Formation de Pont Maillet (Péneau, 1929, Lardeux, 1969)	Calcaires d'Angers, d'Erbray et de Pont-Maillet (ex. Barrois, 1889, Lardeux, 1969)
		INFERIEUR	PRAGUIEN	400		Sch. et calcaires à <i>Anaplothecca</i> , (Lardeux, 1969)	Emsien >, calcaire à <i>Variatellina</i> (dét. Lardeux au Cormier in Dubreuil et al., 1989)
			LOCHKOVIEN		Schistes et calcaire de Vern d'Anjou, Lardeux, 1969	Schistes et calcaires à <i>Nowakia acuarria</i> =formation des Maisons Rouges (Lardeux, 1969 et 1998)	Schistes et calcaires à <i>Nowakia acuarria</i> = formation des Maisons Rouges (Mauvier et al., 1965, Lardeux 1998)
					Formation des grès à <i>Platyorthis monnieri</i> (ex. Barrois, 1889, Lardeux, 1969)	Lacune ?	Formation des grès à <i>Platyorthis monnieri</i> (Barrois 1889, Bureau 1900, Péneau, 1929 <i>NORD</i>)
	S I L U R I E N	PRIDOLI		410		Schistes noirs à Chitinozoaires	Calcaire noir de la Meignanne (Péneau, 1929)
		LUDLOW		415		(Kriz et Paris, 1982)	
		WENLOCK		425		Schistes à sphéroïdes à graptolites (Péneau, 1929)	Sphéroïdes wenlockiens (<i>Monograptus priodon</i>) datation synclinaux Sud de Rennes <i>NORD</i>
		LLANDOVERY		430	Schistes phtanitiques gris sombres, ampélites (Barrois, 1892, Péneau, 1929, Philippot, 1950)	Phtanites à <i>Monograptus lobiferus</i> (Péneau, 1929 et Pilippot, 1950)	Phtanites à <i>Monograptus lobiferus</i> (Péneau, 1929 et Pilippot, 1950) et grès Llandoveriens <i>NORD</i>
	O R D O V I C I E N	ASHGILL		435		?	
		CARADOC		445			
		LLANVIRN-LLANDEILO		455	Schistes ardoisiers d'Angers (Péneau, 1929 ; Pillet, 1990)		
		ARENIG		470	Formation de la Pile et de la Boserie (Péneau 1927, 1929) et grès armoricains supérieurs		Schistes d'Angers s.s.(Palynoplanton ordovicien, det. Paris, Dubreuil et al., 1989)
		TREMADOC		485			Formation de la Pile et de la Boserie (Bureau, 1900, Péneau 1927, 1929) <i>SUD</i>
		CAMBRIEN		500			
	NEOPROTEROZOIQUE			540			
				1000			

Formations
remaniées

Figure 120 : Synthèse des datations dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes

L'étude de la déformation dans la partie centrale de cette unité a permis de conclure à l'existence d'une seule phase de déformation peu marquée par rapport à celle trouvée dans l'axe de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé situé immédiatement au Sud (Lopez-Munoz, 1983). Cette déformation est caractérisée par des plis d'axes N110 et une schistosité de plan axial (Lopez-Munoz, 1983). La déformation cassante est cependant marquée par un ensemble de failles décrochantes parallèles à la branche nord du cisaillement nord armoricain. Nos observations ponctuelles dans la carrière d'Erbray confirment cette interprétation.

Pour Dubreuil (1986), les déformations sont plus intenses sur la bordure sud du « complexe à blocs » de Saint-Julien-de-Vouvantes dans les séries du Paléozoïque que Inférieur que sur la bordure nord. Ceci serait à relier à l'existence d'une forte déformation ductile dans l'axe de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé (Bouchez et Blaise, 1976 ; Faure et Cartier, 1998), impliquant un fort gradient de déformation qui diminuerait rapidement de part et d'autre de cet axe (Bouchez et Blaise, 1976). La déformation affectant les dépôts du cœur du bassin est peu marquée (Dubreuil, 1986). La mise en place du « complexe à blocs » de Saint-Julien-de-Vouvantes se serait donc produite au Dévonien supérieur ou au Carbonifère inférieur (Dinantien) grâce au coulisement (dextre ?) le long de la bordure nord de l'axe de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé (Dubreuil, 1987).

Mais, comme nous l'avons déjà évoqué précédemment, cette interprétation ne repose sur aucune donnée paléontologique (p. ex. Lardeux et Cavet, 1994). Toutes les roches pélitiques considérées comme des échantillons de matrice n'ont en effet toujours livré que des fossiles ordoviciens (Lardeux, comm. personnelle). L'âge du bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes reste donc encore débattu, tout comme son mode de formation (p. ex. Lardeux et Cavet, 1994). Il présente toutefois une originalité certaine avec des faciès à affinités médio-Nord armoricaine dans sa partie septentrionale et des faciès à affinités bohémienne dans sa partie méridionale (p. ex. Lardeux et Cavet, 1994 ; Janjou et al., 1998). Nous n'en avons vu qu'une infime partie en compagnie de Monsieur Lardeux qui nous a fait connaître les affleurements les plus représentatifs tels la carrière du Bourg de la Meignanne, la carrière de la Briantière (à l'Ouest de Vern d'Anjou), celle de la Vallée, d'Erbray... Dans certaines de ces carrières, nous avons pu constater une discordance du Famennien (Lardeux, 1969 et fig. 120). Par contre, à la différence de ce que nous avons pu voir à la fois dans le bassin d'Ancenis et dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, nous n'avons pas constaté la présence d'olistolithes dans ce bassin et préférons donc attribuer la forme lenticulaire des calcaires dévoniens au cisaillement sud armoricain dextre carbonifère plutôt qu'à un processus sédimentaire.

III.4. Structure d'ensemble du domaine ligérien

Les différentes structures reconnues dans le sous-domaine ligérien septentrional (bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes (III.3), unité de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé (III.2), Unité de Saint-Georges-sur-Loire (II.3 et II.4) et le sous-domaine ligérien méridional (unité de Mauves-sur-Loire et sa couverture cambro-ordovicienne (I.2.2.2), complexe de Champtoceaux (I.2.2.2), bassin d'Ancenis (III.1)) nous permettent d'ébaucher un bloc diagramme synthétique exposant les principales déformations reconnues dans chacune des unités et les relations entre ces déformations (fig. 121). On constate donc diverses phases de déformation, pour résumer (fig. 121) :

- une déformation chevauchante ductile et synmétamorphe au Sud de la faille de Nort-sur-Erdre marquée par les contacts anormaux entre les différentes nappes reposant sur le para-autochtone des Mauges. Il faut noter que la vergence Sud, communément admise n'est pas vraiment démontrée,

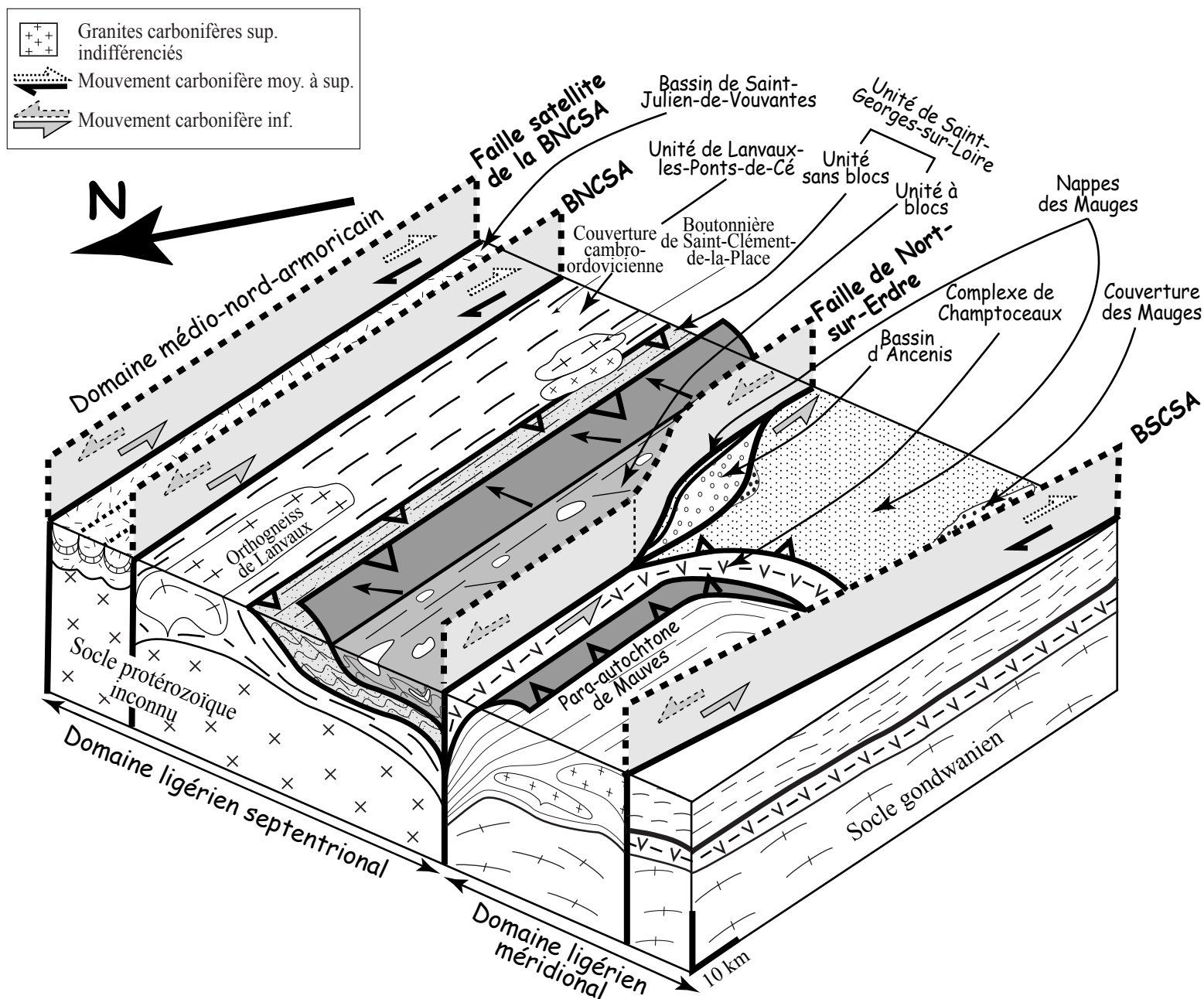


Figure 121 : Structure générale des différentes unités du domaine ligérien (Faure et al., soumis)

- une déformation chevauchante vers le Nord au Nord de la faille de Nort-sur-Erdre. Cette déformation, postérieure au Dévonien moyen et antérieure au Tournaisien du bassin d'Ancenis, est marquée par les contacts chevauchants entre l'unité à blocs et l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire d'une part et l'unité sans blocs et l'unité de Lanvaux-Ponts-de-Cé d'autre part. La vergence Nord se manifeste également par le déversement des plis synschisteux et la cinématique vers le Nord des linéations NS reconnues dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire,
- des mouvements cisailants sénestres précoces, ayant permis l'ouverture du bassin d'Ancenis sous forme d'un pull-apart sénestre le long de la faille de Nort-sur-Erdre et l'apparition de mouvements cisailants sénestres ou vers le NW dans l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, à proximité de la BNCSA et de ses satellites. L'âge de cette tectonique décrochante sénestre est vraisemblablement carbonifère inférieur, âge de la mise en place du complexe gréso-pélitique (« culm ») synorogénique du bassin d'Ancenis,
- des mouvements cisailants dextres tardifs (carbonifère moyen à supérieur) le long de la BNCSA et de ses satellites et ayant permis la mise en place des granites syn-tectoniques carbonifères supérieur. Les décrochements qui ont fonctionné de façon sénestre précoce au Carbonifère inférieur ont donc joué de façon dextre au Carbonifère supérieur.

Remarque : Après examen de ces différentes unités, nous pouvons noter ici que la mise en place de formations (calcaires principalement), sous forme de blocs au sein d'une matrice n'est pas rare dans le domaine ligérien. En effet, que cette configuration soit liée à la tectonique ou des phénomènes sédimentaires, elle apparaît de façon univoque dans le bassin d'Ancenis et l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire et, pour certains auteurs, existe également dans le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes (Kriz et Paris, 1982, Dubreuil, 1986).

Il faut également noter les similitudes reconnues par différents auteurs (p. ex Dubreuil, 1986, Lardeux et Cavet, 1994) entre le domaine ligérien et la Bohême (Est de la chaîne Hercynienne). En effet, des analogies, voire même des identités, existent entre des faciès et des faunes rencontrés dans le bassin d'Ancenis, l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire et le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes et les faciès et les faunes rencontrés en Bohême (p. ex Dubreuil, 1986). Cette originalité du domaine ligérien par rapport aux unités médio-Nord-armoricaine et sud armoricaine sera discutée dans le chapitre suivant (chap. IV).

Chapitre I V : Interprétation géodynamique

CHAPITRE IV : INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

Dans les chapitres précédents (chap. II et III), nous avons examiné les différentes unités constituant le domaine ligérien du point de vue lithologique, géochimique, stratigraphique et structural. Il nous est maintenant indispensable de replacer ces données dans le cadre plus vaste du Massif armoricain et de la chaîne hercynienne. Dans un premier temps, une compilation des données bibliographiques concernant la géodynamique de la chaîne hercynienne va être réalisée, puis, un modèle d'évolution du domaine ligérien sera proposé et discuté.

IV.1. Cadre géodynamique de la chaîne hercynienne

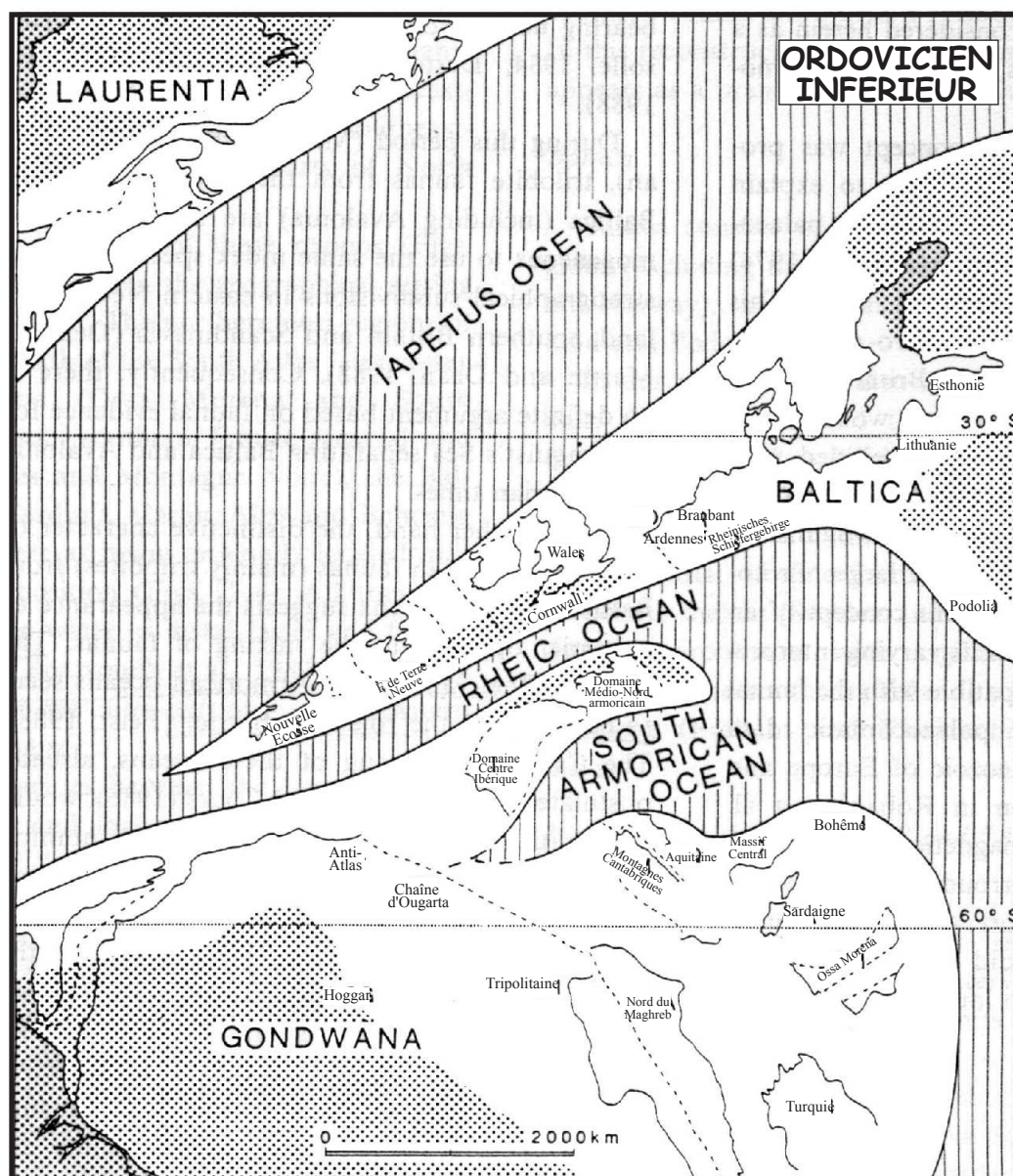
Comme nous l'avons déjà évoqué dans le chapitre I, la chaîne hercynienne s'étend sur 1000 km de large et 8000 km de long (Matte, 1991, 2001). Elle se trouve aujourd'hui morcelée et apparaît sous forme de massifs discontinus répartis sur différents continents (fig. 1). La structure de cette chaîne est complexe, elle est le résultat d'une longue histoire qui s'étale durant tout le Paléozoïque (500 à 250 Ma). Elle résulte d'une collision entre différents blocs continentaux, Gondwana au Sud et Baltica et Laurentia au Nord (p. ex. Matte, 1986 ; Franke, 1989 ; Faure et al., 1997, Matte, 2001) qui constituent trois grands ensembles paléogéographiques distincts au Paléozoïque inférieur (fig. 122 ; Robardet et al., 1994). Cette collision implique également des lanières continentales : Avalonia et Armorica. Les définitions, les origines de ces lanières continentales et leurs limites varient selon les auteurs. Leur existence même est parfois remise en question :

- *Avalonia* est considérée par Tait et al. (1997, fig. 123) comme constituée par la Nouvelle Angleterre, Nouveau Brunswick, Nouvelle Ecosse, par la partie Est de Terre Neuve et s'étend à l'Est jusqu'aux Ardennes et à la zone Rhéno-hercynienne. Cette lanière continentale est d'origine Nord-gondwanienne, séparée de Baltica à l'Ordovicien inférieur par l'océan Tornquist (p.ex, Tait et al., 1997, Cocks, 2000, Matte, 2001).

Pour Paris et Robardet (1990), Avalonia est une entité paléogéographique de taille réduite. Elle correspond, à l'Ordovicien inférieur, à l'extension SW de Baltica, composée de la Grande Bretagne méridionale, de la partie orientale de Terre Neuve, de la Nouvelle Ecosse, du Brabant, des Ardennes et du Nord de l'Allemagne. Elle est située au Nord de l'océan Rhéique, déjà ouvert à cette époque (fig. 122),

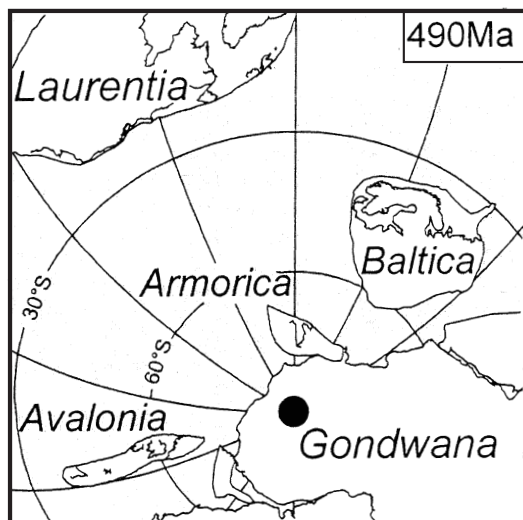
- *Armorica*, d'origine Nord Gondwanienne, est définie principalement grâce aux données paléomagnétiques. Elle est constituée de portions des trois massifs différents : massif ibérique, massif armoricain et massif bohémien (Van der Voo, 1979, 1993 ; Tait et al., 1997 ; fig. 123).

Pour Matte (2001), Armorica est restreinte à la zone comprise entre les sutures de Béja-Lizard-Rhin au Nord et de la Galice-Sud Bretagne-Sud Bohème-Alpes-Maures-Corse-Sardaigne au Sud (fig. 124a.). Elle contient des sédiments d'âge Néoprotérozoïque que à Dévonien, des roches plutoniques et volcaniques d'âge Précambrien terminal à Cambrien, des granites carbonifères et des roches gneissiques affleurant de façon très réduite atteignant des âges de 2 Milliards d'années. Elle est considérée comme originaire du Nord

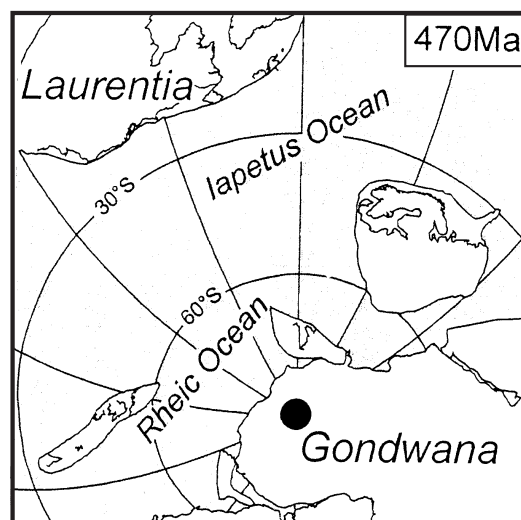


 Zones océaniques
  Pentes et talus continental
  Zones continentales

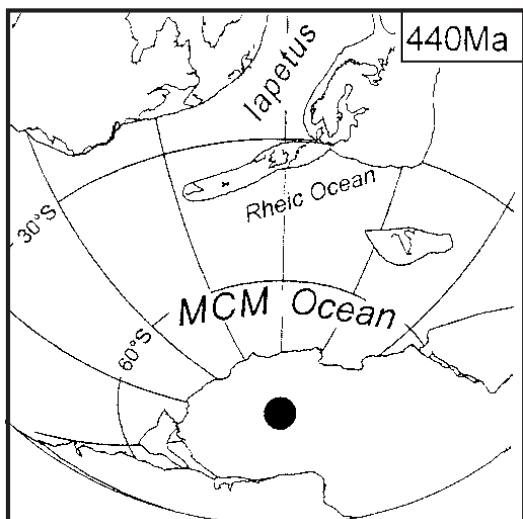
Figure 122 : Carte paléogéographique de l'Europe occidentale à l'Ordovicien inférieur représentant les trois grandes unités paléogéographiques distinctes, Gondwana, Baltica et Laurentia (Paris et Robardet, 1990). Dans cette interprétation, Avalonia est une péninsule du continent Baltica.



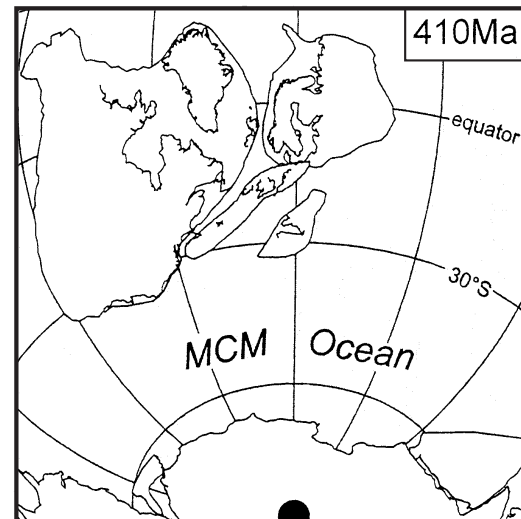
Ordovicien inférieur (Trémadoc) : Position des blocs continentaux Laurentia, Baltica et Gondwana et des lanières continentales d'origine nord gondwannienne : Avalonia (qui communique encore avec Gondwana) et Armorica (Massifs ibérique, armoricain et bohémien).



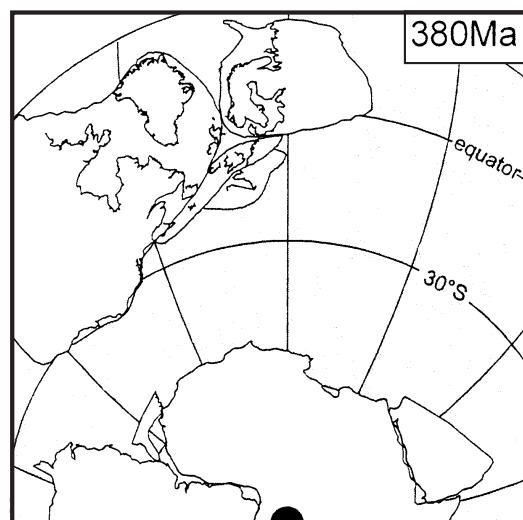
Ordovicien inférieur (Arenig-Llanvirn) : détachement et dérive vers le Nord d'Avalonia et Armorica, permettant l'ouverture de l'océan Rhéique. L'océan Iapétus sépare Avalonia de Laurentia et l'océan Tornquist, Avalonia de Baltica.



Ordovicien supérieur - Silurien inférieur : dérive vers le Nord et rotation anti-horaire de Baltica. Dérive vers le Nord d'Avalonia continue, rétrécissant l'océan Iapétus et fermant le Tornquist (séparant Avalonia de Baltica) à l'Ashgill. Armorica séparée de la marge nord gondwannienne par l'océan Massif Central Moldanubien (MCM). Fermeture graduelle de l'océan Rhéique entre Avalonia et Armorica.

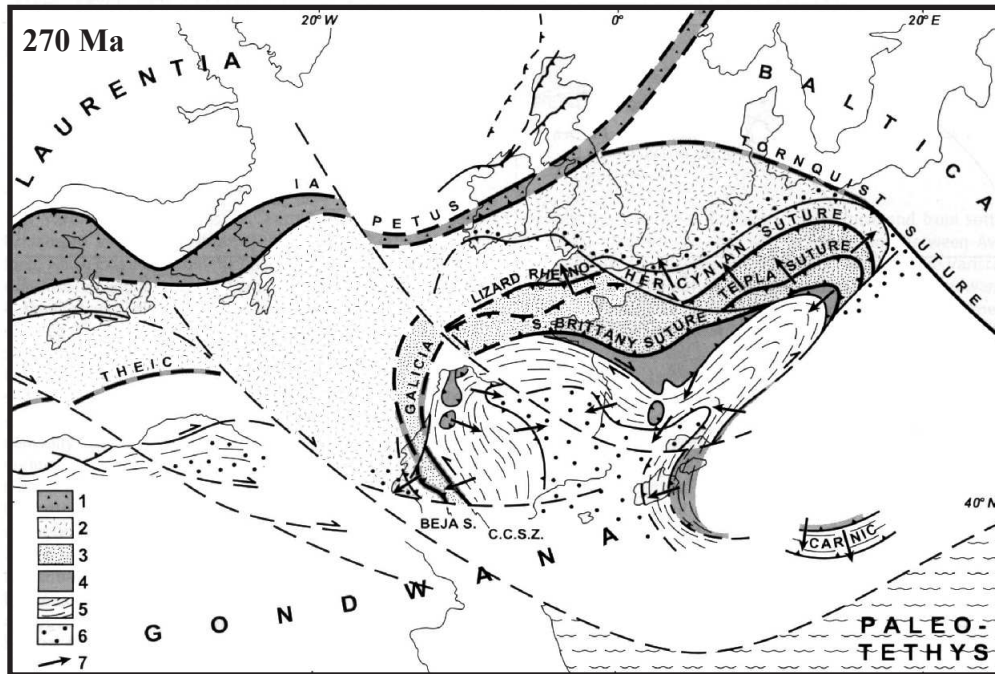


Silurien supérieur - Dévonien inférieur : Baltica se trouve en position équatoriale. Fermeture du Iapetus entre Laurentia et Baltica. Avalonia pivote vers la marge laurentienne. Fermeture de l'océan Rhéique entre Avalonia et Armorica. Rotation d'Armorica ?



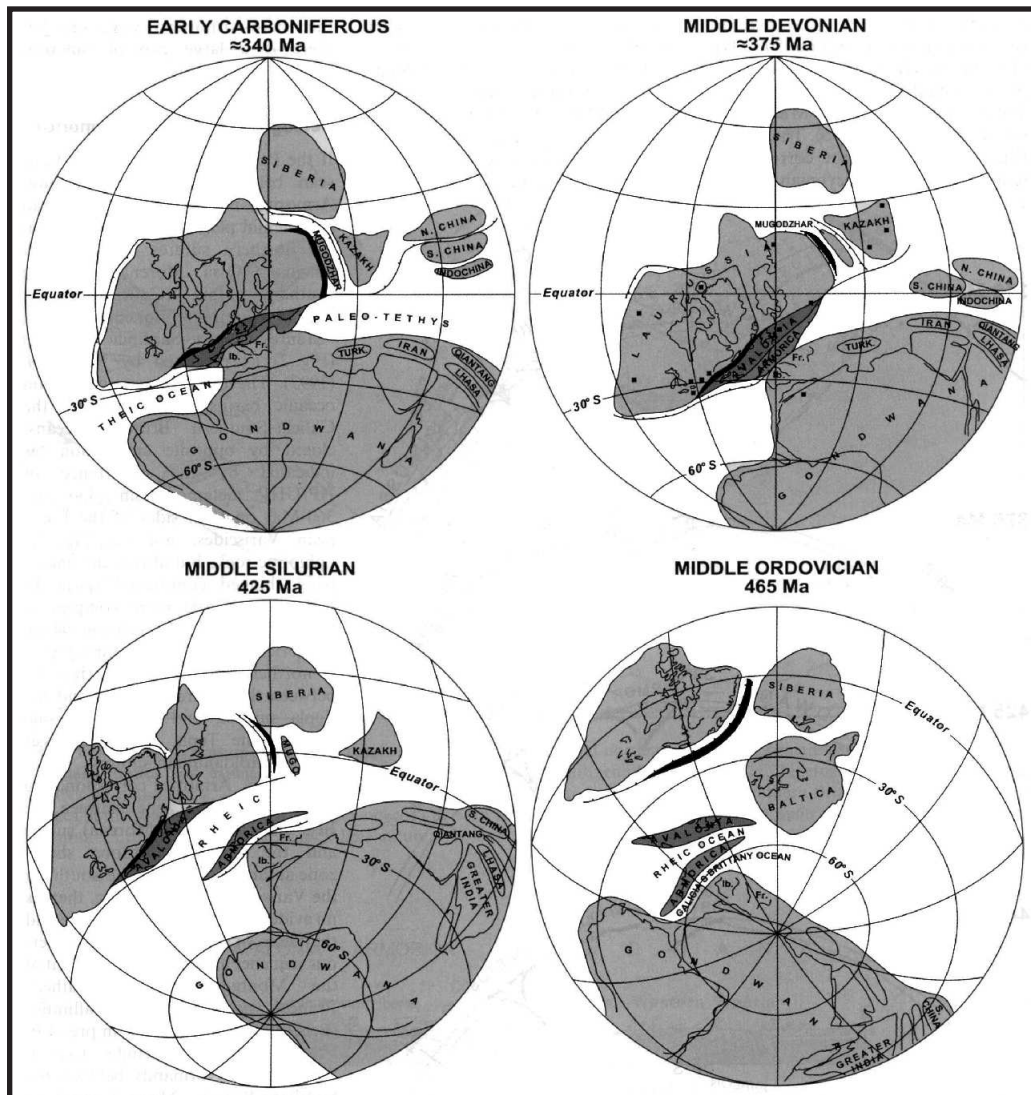
Dévonien supérieur - Carbonifère : Les océans séparant Baltica, Avalonia et Armorica sont tous fermés formant le continent des vieux grès rouges. Formation de l'arc Ibéro-Armoricain dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Présence d'un océan controversée entre le continent des vieux grès rouges et Gondwana.

Figure 123 : Evolution géodynamique des masses continentales durant le Paléozoïque inférieur compilant des données paléomagnétiques, géologiques et paléobiogéographiques (Tait et al., 1997)



a. Configuration possible de la chaîne Varisque Ouest Européenne et de l'Afrique du Nord au Permien (270Ma), montrant les principales sutures et l'extension des microplaques continentales Avalonia et Armorica (Matte, 2001)

1. Suture calédonienne du Iapétus et arc ordovicien, 2. Avalonia, 3. Armorica,
4. Nappes ophiolitiques enracinées dans la suture Galice-Armorique méridionale,
5. Nappes schistosees dans les Variscides méridionales, 6. Bassins d'avant fosse carbonifères (Viséens à Westpaliens),
7. Principale vergence des nappes, CCSZ : Coïmbra-Cordoba shear Zone, Beja s., Beja suture.



b. Tentative de reconstructions paléozoïques depuis l'Ordovicien moyen (465Ma) jusqu'au Carbonifère inférieur (340Ma) d'après Scotese et Golonka (1992), Torsvik (1998) modifiés, montrant les microplaques continentales Avalonia (en gris foncé) et Armorica (en gris moyen). Noir : arc insulaire, (Matte, 2001).

Figure 124 : Place de la microplaque Armorica dans une reconstitution géodynamique paléozoïque (Matte, 2001)

Gondwana, séparée depuis le cambro-ordovicien du reste du Gondwana par l'océan Galice-Sud armoricain (fig. 124b.).

Pour Paris et Robardet (1990), Martinez-Catalan (1990), Paris (1998), Robardet (2001 ?, sous presse) la définition d'une plaque Armorica n'est pas compatible avec les données paléoclimatiques et avec la distribution des faunes. Ces auteurs réfutent donc l'existence de cette plaque, détachée du bloc stable gondwanien.

Comme nous venons de le voir, plusieurs modèles de reconstitutions s'affrontent donc en fonction des critères pris en compte pour les élaborer : études paléomagnétiques (p. ex., Tait et al., 1997), études paléogéographiques (p. ex. Robardet et al., 1994 ; Cocks 2000), ou études structurales et métamorphiques (p. ex. Matte, 1986, 2001).

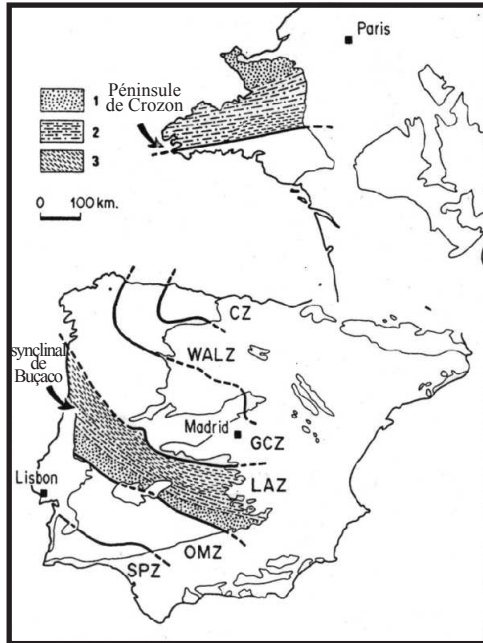
Ces différents modèles conflictuels permettent de distinguer plusieurs domaines océaniques dont le nombre varie en fonction des modèles et des auteurs considérés. Ces domaines océaniques se sont succédés dans la chaîne hercynienne tout au cours du Paléozoï que (fig. 122, 123 et 124) :

- océan Iapetus (ou Proto-Atlantique) et océan Tornquist,
- océan Rhéique (McKerrow et Ziegler, 1972), ou Médio Européen (Whittington et Hughes, 1972),
- océan Massif Central ou Galice (Cogné, 1977, Matte, 1986), ou océan Sud Armoricain, ou océan Galice-Sud armoricain (Matte, 2001). Ce domaine océanique correspond, pour Paris et Robardet (1990) à un étroit appendice de l'océan Rhéique au sein du bloc Nord-Gondwanien (fig. 122). Cet océan est donc, pour ces auteurs, d'ordre secondaire.

Les deux océans majeurs sont l'océan Iapétus et l'océan Rhéique qui vont constituer des barrières importantes dans la dispersion et la distribution des faunes (Robardet et al., 1993). L'existence d'un ou deux océans médio-européens, océan Tornquist à l'Ordovicien et Rhéique à partir du Silurien reste discutée (ex. Cocks et Fortey, 1982 ; Fortey et Cocks, 1992 ; Robardet et al., 1993). De plus, Paris (1998) et Robardet (2001 ?, sous presse) contestent aujourd'hui l'existence de l'océan Sud armoricain. Robardet (2001 ?, sous presse) réalise en effet des comparaisons sur les plans sédimentologique et faunistique entre les faciès présents dans le domaine médio-Nord-armoricain (DMNA) et dans la zone centrale Ibérique. Il constate l'identité de ces faciès, tout comme il l'avait déjà exposé dans Robardet et al. (1990), et considère donc le DMNA comme une extension de la zone centre ibérique à l'Ordovicien, au Silurien et au Dévonien (fig. 125a.). Le DMNA ne serait donc pas toujours resté à la place qu'on lui connaît à l'heure actuelle, il aurait connu une position plus méridionale renversée par rapport à sa position actuelle et aurait été éloigné de la Bretagne méridionale au cours des temps pré-hercyniens (fig. 125b.). Les régions les plus septentrionales du Nord Gondwana correspondraient alors à l'Armorique méridionale et au Massif Central et il n'existerait pas d'océan Sud armoricain séparant le DMNA de l'Armorique méridionale (fig. 125b.).

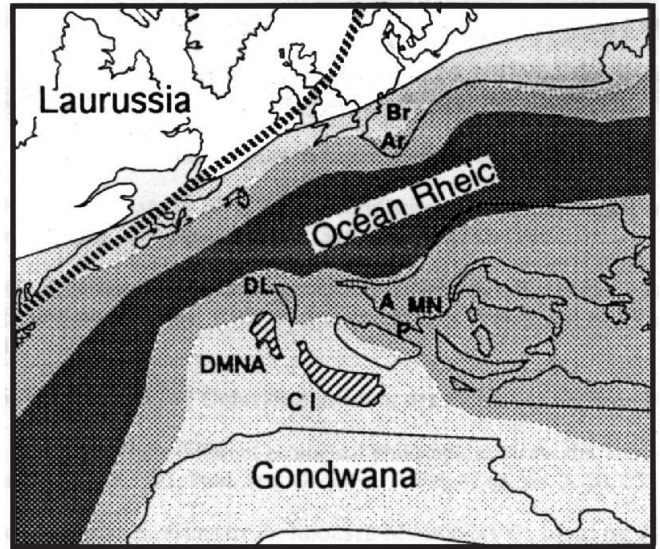
Certaines reconstructions paléomagnétiques indiquent également l'existence d'un vaste océan Proto-Téthys entre Armorica et le craton Gondwanien au Dévonien (ex. Van der Voo, 1983 ; Perroud et al., 1984 ; Bachtadse et Briden, 1990). Cet océan n'a pas de signification paléogéographique et est donc rejeté par les modèles des paléontologues (Robardet et al., 1993 ; Scotese et McKerrow, 1990).

La fermeture de ces différents océans s'étale pendant tout le Paléozoï que et va provoquer l'apparition de sutures océaniques, marqueurs de collisions entre blocs. La fermeture de l'océan Rhéique au Paléozoï que supérieur va ainsi former la suture du Lizard, et la suture éo-varisque, est induite par la fermeture de l'océan Massif Central (fig.126). Le nombre et la position de ces zones de suture varient selon les auteurs, tout comme leurs corrélations entre les différents massifs constitutifs de la chaîne hercynienne. Ces corrélations ainsi que les

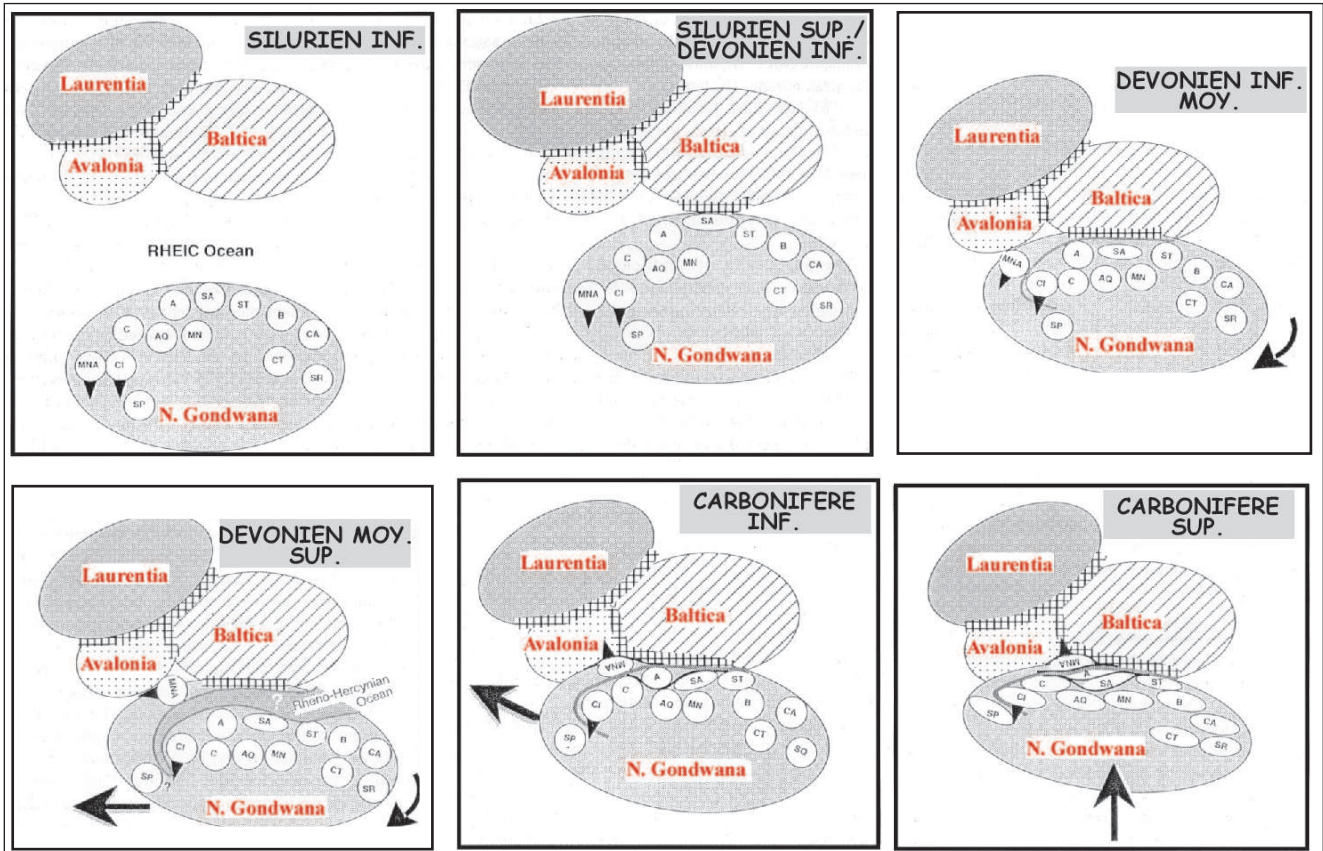


a. Sous-domaines sédimentaires et faunistiques dans le domaine médio-nord armoricain et la zone centre armoricaine au Llandeleio (Ordovicien moyen ; Robardet et al., 1990).

1 : Lithofaciés gréseux et assemblage de faunes à *Eohomalonotus brongniarti*, *E. vicaryi*, *E. szuyi*, *Kerfornella brevicaudata*, *Tafilaltia valpyana* ;
 2 : Lithofaciés à shale, siltite et grès et assemblage de faunes à *Plaesiocoma oehlerti*, *Morgatia hupei*, *Crozonaspis struvei*, *Eorhipidomella muscolosa*, *Appolonorthis bussacensis*, *Heterorthina morgatensis*, *H. kerfornei* ;
 3 : Lithofaciés à shale-siltite et assemblage de faunes à *Caolpocoryphe rouaulti*, *Salterocoryphe salteri*, *Eccoptochile mariana*, *Aegiomena mariana*.
 CZ : Zone Cantabrique, WALZ : Zone Ouest Asturo-Léonaise, GCZ : Zone Galico-Castillane, LAZ : Zone Luso-Alcudian, OMZ : Zone Ossa-Morena, SPA : Zone Sud Portugaise.



b. Reconstitution paléogéographique proposée à la fin du Silurien (Robardet et al., 1994).
 A : aquitaine, Ar : Ardennes, Br : Brabant, CI : domaine Centre Ibérique, DL : domaine de la Loire, DMNA : domaine Médio-Nord-Armoricain, MN : Montagne Noire, P : Pyrénées.



c. Tentative d'explication des localisations successives du N. Gondwana depuis le Silurien inf. jusqu'au Carbonifère sup. (Paris, 1998, modifié).

Cercles aplatis : raccourcissement tectonique ; lignes quadrillées : zones de collision ; un triangle est placé sur les domaines Médio-N-Armoricain et Centre Ibérique pour indiquer leur rotation progressive dans le sens horaire ; ligne grise épaisse : suture de l'Océan Rhéno-hercynien (Franke et al., 1995) ; Lignes noires : décrochements et zones de cisaillement ; Flèches : dérive et rotation du N. Gondwana
 MNA : domaine Médio-Nord-Armoricain, CI : domaine Centre Ibérique, SP : Sud Portugal, C : Montagnes cantabriques, AQ : Aquitaine, MN : Montagne Noire, A : Ancenis, SA : domaine Sud Armoricaire (incluant la Vendée), ST : Saxo-Thuringe, B : Bohême, CA : Alpes carniques, SR : Sardaigne, CT : Catalogne (+ îles Baléares et Kabylie).

Figure 125 : Corrélations Ibéro-armoricaines et place du domaine médio-nord armoricain dans une reconstitution paléogéographique fini silurienne et du Silurien sup. au Carbonifère inf.



AMBP : Anomalie Magnétique du Bassin de Paris, S. : Suture, Z. : Zone, ZAL : Zone Asturo Léonaise , ZC : Zone Cantabrique, ZCI : Zone Centre Ibérique, ZOM : Zone d'Ossa Morena, ZSP : Zone Sud Portugaise.

différents blocs qu'elles limitent dans la chaîne hercynienne ouest européenne ont été évoqués dans le chapitre I (paragraphe I.1.) et une carte synthétique représentant ces zones de sutures est exposée sur la figure 126.

Ces zones de convergence peuvent présenter une structure complexe. Ainsi, la suture entre Armorica et Gondwana, ou suture éo-varisque reste encore mal connue, en partie du fait de l'absence d'affleurements au Nord du Massif Central. Plusieurs dispositifs géodynamiques ont été discutés (Faure et al., 1997, fig. 127). Le domaine ligérien permet de préciser ces modèles.

IV.2. Modèle d'évolution géodynamique du domaine ligérien et de la lanière continentale Armorica

Les différentes données lithologiques, cartographiques, géochimiques, sédimentaires et structurales acquises sur l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et les autres unités du domaine ligérien nous permettent de proposer un nouveau modèle d'évolution géodynamique pour le domaine ligérien et la lanière continentale Armorica (fig. 128).

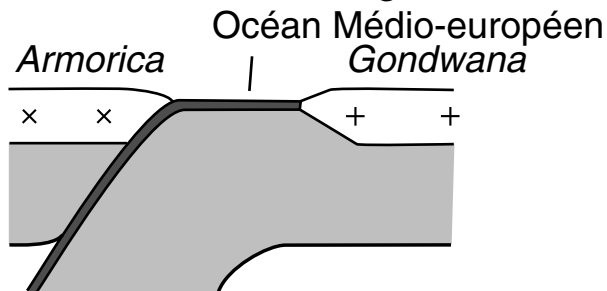
Dans ce nouveau modèle géodynamique, nous considérons la microplaque Armorica comme constituée par la Bretagne centrale, la Normandie et le soubassement du bassin parisien jusqu'à l'anomalie du bassin de Paris. Armorica est considérée comme détachée du bloc nord gondwanien, et séparée de celui-ci par l'océan Massif-Central ou océan sud armoricain tel que décrit par Matte (2001, fig. 124b.) au Cambrien supérieur-Ordovicien supérieur. Nous avons distingué cinq stades d'évolution dans ce modèle, entre le Cambrien supérieur et le Dévonien supérieur (fig. 128) :

- *Du Cambrien supérieur à l'Ordovicien supérieur (500-435 Ma)* : Le bloc Gondwanien est d'ores et déjà scindé en deux blocs par l'océan Massif Central en expansion (Cogné, 1977, Paris et Robardet, 1990, Matte 1991) : bloc Nord Gondwanien au Sud et microplaque Armorica au Nord. De part et d'autre de l'océan Massif Central se trouvent des rhyolites cambriennes très comparables car issues d'un volcanisme caractérisant un contexte distensif intracontinental (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont et al., 1987). Dans le Gondwana au sens-strict, il s'agit des rhyolites du Bocage vendéen (synclinal de Chantonay) et dans l'Armorica ces rhyolites sont dispersées depuis la Normandie au Nord jusqu'au Choletais au Sud (Thiéblemont et Cabanis, 1994). Des plutons d'âge Ordovicien, formés dans des zones de rifts sont également présents dans ces deux blocs. Il s'agit principalement des granites ordoviciens de Saint-Mars-du-Désert et de Champtoceaux dans le bloc gondwanien (granite de Saint-Mars-du-désert, 485 ± 11 Ma (Paquette et al., 1984)) et des granites de Lanvaux, affleurant aujourd'hui sous forme d'orthogneiss, au sein de la microplaque Armorica (Lanvaux I et II, 553 ± 8 Ma et 474 ± 8 Ma respectivement (Vidal, 1980) et granite de Saint-Clément-de-la-Place (477 ± 18 Ma, Guerrot et al., in Janjou et al., 1998).

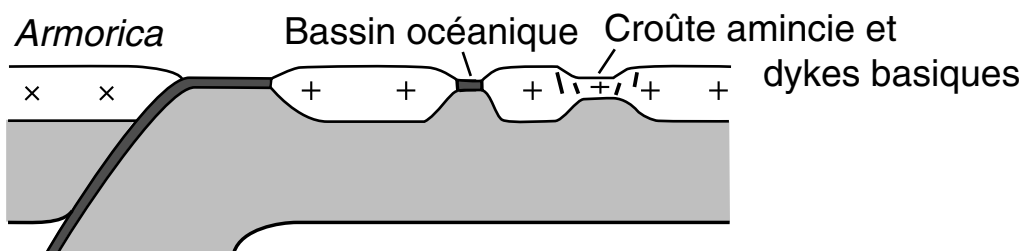
- *Au Silurien inférieur (435-430 Ma)*, l'océan Massif Central est en cours de fermeture par subduction vers le Nord, sous la microplaque Armorica (p. ex. Matte, 1991, 2001). La vergence Nord de cette subduction est déduite des chevauchements vers le Sud reconnus dans la nappe de Champtoceaux (Marchand, 1981). Simultanément à cette subduction, une nouvelle zone de distension continentale, nommée « rift du Layon » dans notre modèle, apparaît au sein de la microplaque Armorica. Ce « rift du Layon » découpe la microplaque Armorica en deux microblocs : le microbloc des Mauges au Sud et l'Armorique centrale au Nord. Son existence est déduite de la composition géochimique des blocs de laves basiques. Ces analyses nous indiquent en effet l'existence de basaltes tholéiitiques de type MORB pour les volcanites du Moulin Bachelot. L'âge de la formation de ces MORB n'est pas connu ; nous les considérons comme Silurien inférieur en admettant que le magmatisme

MODELES DE CONVERGENCE EO-VARISQUE

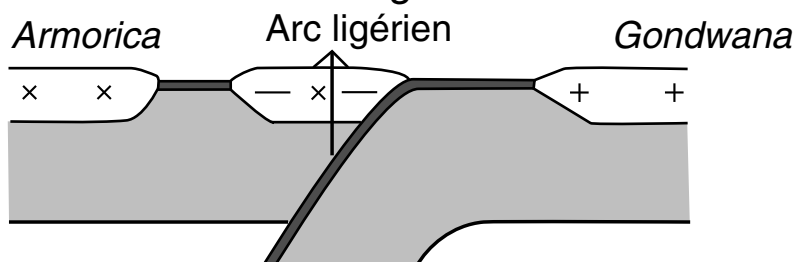
A. Subduction d'un grand continent sous un autre continent



B. Subduction de microblocs sous un continent



C. Subduction d'un grand continent sous un arc insulaire



D. Subduction de microblocs sous un arc insulaire

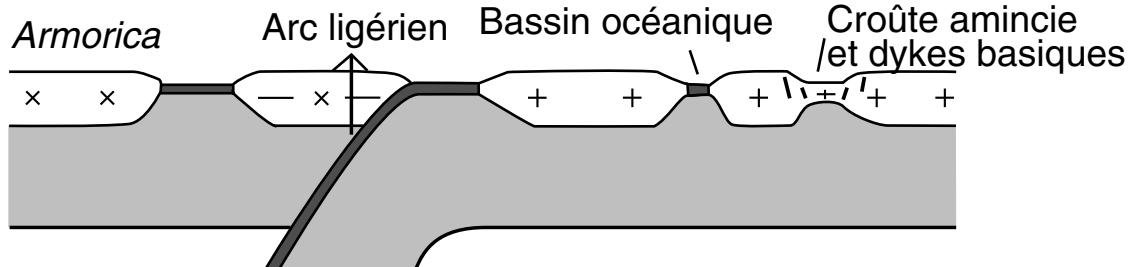


Figure 127 : Modèles géodynamiques proposés pour rendre compte de la convergence éo-varisque (Paléozoïque inf. (Ordovicien sup. et Silurien) ; Faure et al., 1997)

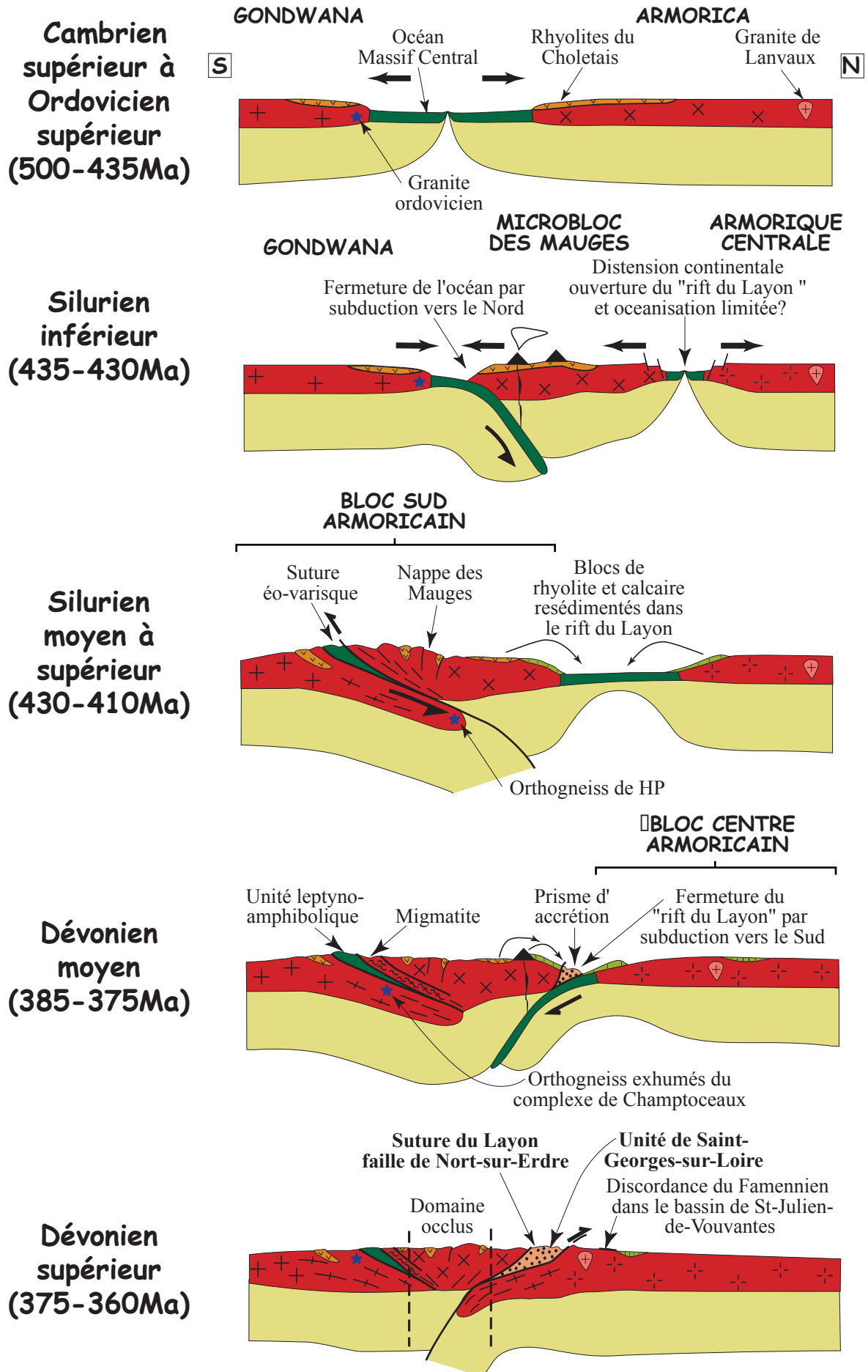


Figure 128 : Modèle d'évolution géodynamique du domaine ligérien montrant l'alternance d'épisodes de convergence et de rifting (d'après Cartier et al., 2001)

est contemporain du dépôt des radiolarites. Il est difficile de décider si ce phénomène de rifting est lié à la subduction de l'océan Massif Central, ou bien s'il s'agit d'une distension indépendante ; dans le premier cas, il s'agirait d'un phénomène d'arrière arc. Le rifting intracontinental de la microplaque Armorica implique donc un amincissement crustal certain et probablement une océanisation limitée. Une croûte océanique en tant que telle n'existe pas dans le « rift du Layon », en effet, aucune trace d'ophiolite typique (péridotites serpentinisées) n'y a été repérée. Mais c'est également au Silurien inférieur que se déposent les radiolarites (phtanites), sur les marges continentales du « rift du Layon » ou bien en milieu plus profond.

- *Au Silurien moyen à inférieur (430-410 Ma)*, la subduction océanique de l'océan Massif Central se poursuit par une subduction continentale qui engendre le métamorphisme de haute pression éo-hercynien connu dans la nappe de Champtoceaux, entraînant l'orthogneissification des granites ordoviciens décrits précédemment (orthogneiss de Champtoceaux et de Saint-Mars-du-Désert) et la formation d'éclogites. Récemment, des âges de 360 et 370 Ma (âges Sm-Nd, Ar-Ar), considérés comme ceux du métamorphisme de haute pression, ont été obtenus (Bosse et al., 2000) sur différentes roches de hautes pression échantillonnées dans le complexe de Champtoceaux et les schistes bleus de l'île de Groix. Ces âges sont en désaccord avec ceux connus par ailleurs en Bretagne méridionale et en Vendée. En effet, dans ces régions, considérées comme des équivalents du complexe de Champtoceaux, les éclogites et les schistes bleus sont datés autour de 420 Ma (Peucat et al., 1982 ; Paquette et al., 1984 ; Pin et Peucat, 1986), il en est de même pour le Massif Central (Faure et al., 1997, fig. 129). Nous considérons donc les âges à 350-360 Ma plutôt comme des remises à zéro des géochronomètres en raison de la tectonique hercynienne, tout comme cela a déjà été discuté (Faure et al., 1997). La fermeture de l'océan Massif Central induit la réunion du microbloc des Mauges au bloc Nord gondwanien, permettant ainsi la formation du bloc sud armoricain. Dans le même temps, les calcaires d'âge Post-Ludlow (Pridoli, calcaires gris-bleuté des Roches, Lys et Mauvier (1967)) se déposent sur les marges du rift du Layon et des basaltes de type « sea-mount » peuvent se former. Ces roches vont déjà être resédimentées sous forme d'olistolithes dans le « rift du Layon ».

- *Au Dévonien moyen (385-375 Ma)*, le « rift du Layon » commence à se fermer par une subduction vers le Sud, sous le bloc Sud Armoricain. La vergence Sud de cette subduction est déduite du sens de déversement des plis et de la cinématique vers le Nord associée aux linéations N-S dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, ainsi que par les chevauchements vers le Nord observés dans la partie septentrionale du domaine ligérien. Les rhyolites cambriennes, les calcaires (du Silurien supérieur, du Dévonien inférieur (calcaire beige des roches, du Praguien, Lardeux (1967) ; calcaire du Liétron, du Lochkovien, Racheboeuf et Basset, comm. pers.) et du Dévonien moyen (conglomérats polygéniques à lithoclastes et éléments carbonatés de la Roche Aireau, du Moulin Bachelot et de la Croix Blanche, Dubreuil et Vachard, 1982 et Vachard, 1993, 1994), les phtanites et les laves basiques tholéïtiques et calco-alcalines formées en contexte d'arc ou d'arrière arc (volcanites d'Ingrandes d'après les données géochimiques) sont remaniés sous forme de blocs et se déposent dans le rift du Layon en cours de fermeture. Ces blocs de lithologies différentes sont donc resédimentés dans une matrice gréso-pélique d'âge Dévonien moyen probable et l'ensemble forme l'olistostrome de Saint-Georges-sur-Loire. Un âge Dévonien supérieur est supposé pour la tectonique accompagnant cette fermeture en raison de la discordance du Famennien décrite dans le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes (Lardeux, 1969). Les âges radiométriques autour de 360-350 Ma obtenus sur les rhyolites de Rieux et les roches métamorphiques de haute pression (Carpenter et al., 1982 ; Bosse et al., 2000) pourraient correspondre à l'âge de la fermeture du « rift du Layon ». C'est aussi à cette époque que les roches de haute pression de la nappe de Champtoceaux commenceraient leur exhumation vers la surface. Les lithologies silico-alumineuses, comme l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert

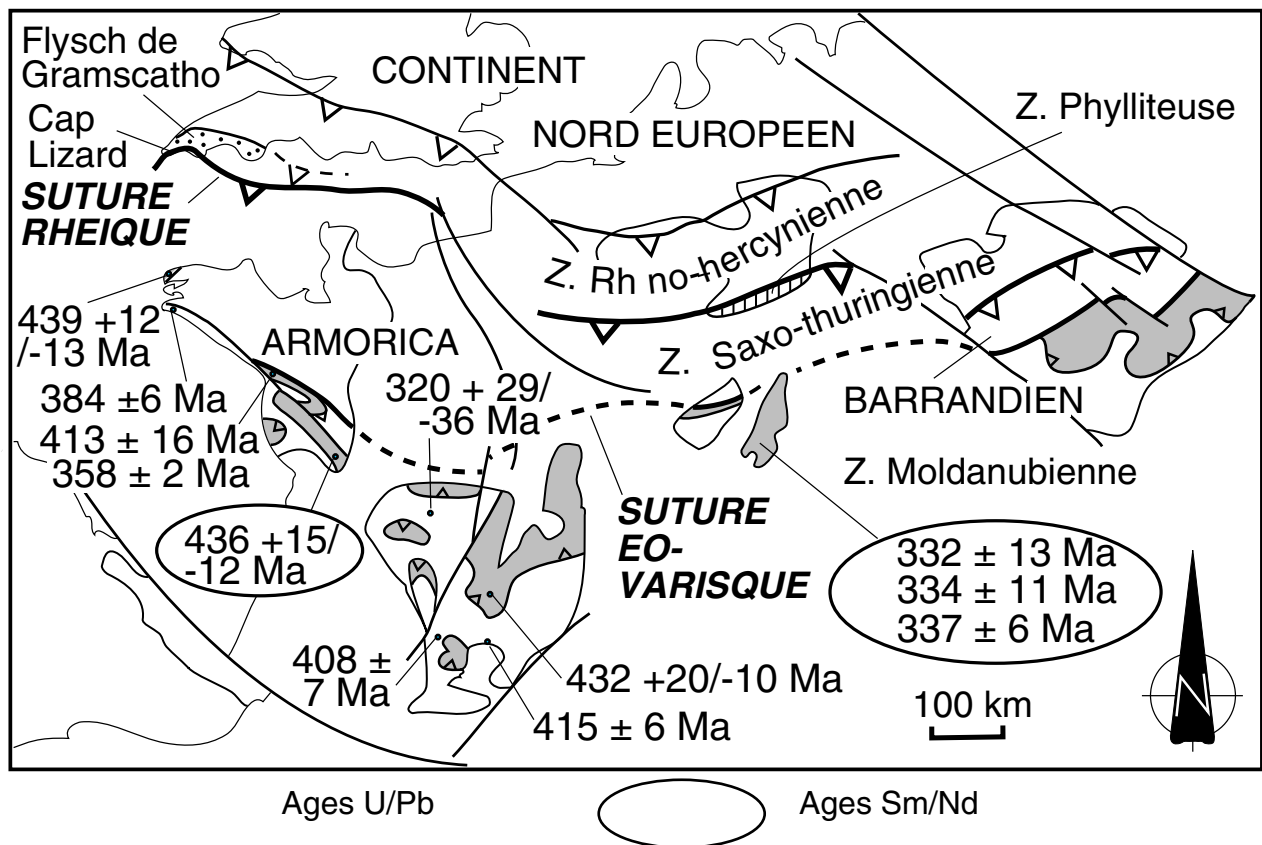


Figure 129 : Zonation générale de la chaîne varisque d'Europe moyenne. Le domaine en grisé correspond aux roches éo-varisques de haute pression (Faure et al., 1997)

et de Champtoceaux subissent alors une migmatitisation.

- *Au Dévonien supérieur (375-360 Ma)*, donc avant le fonctionnement des décrochements et l'ouverture du pull-apart d'Ancenis au Carbonifère inférieur (Diot, 1980), la structuration en trois blocs tels qu'on les connaît aujourd'hui, soit du Sud au Nord : le complexe de nappes de Champtoceaux, le domaine nord ligérien et l'Armorique centrale est déjà réalisée (fig. 130). Ces trois blocs présentent des soubassements différents et des histoires distinctes tel qu'il a été décrit dans les stades d'évolution précédents. Les failles décrochantes sud armoricaines sénestres au Carbonifère inférieur sont responsables de la disparition d'un « domaine occlus » (Dubreuil, 1986), permettant la coalescence de deux zones de sutures formées par deux événements distincts lors de l'évolution Hercynienne.

Ce modèle propose donc une évolution géodynamique du domaine ligérien depuis le Cambrien, jusqu'au Dévonien inférieur. Il implique l'existence successive de deux zones de subduction :

- une première au Silurien supérieur permettant la fermeture de l'océan Massif Central par subduction vers le Nord, sous la microplaque Armorica. Une subduction continentale fait suite à cette subduction océanique, permettant la formation des roches métamorphiques de haute pression en Armorique méridionale (Champtoceaux et Ile de Groix),
- une seconde au Dévonien moyen permettant la fermeture du « rift du Layon » par subduction à vergence Sud sous l'Armorique méridionale et la formation de l'olistostrome de Saint-Georges-sur-Loire (ou unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire). Cette unité à blocs est considérée comme un prisme d'accrétion.

Cette interprétation géodynamique a déjà fait l'objet d'une publication dans l'article de Cartier et al. (2001).

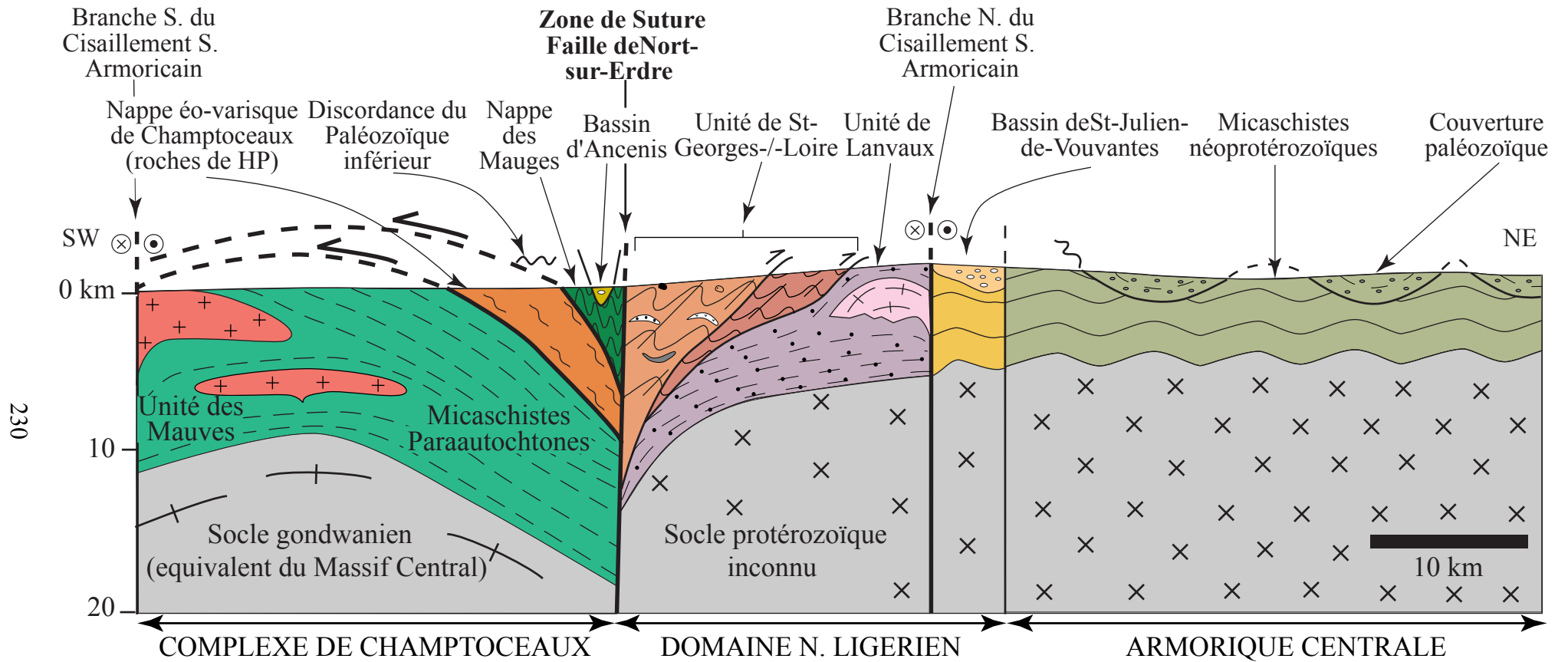


Figure 130 : Coupe à l'échelle crustale du domaine ligérien et de l'Armorique centrale
(Cartier et al., 2001, modifié)

IV.3. Discussion de ce modèle

Le modèle présenté dans l'article ci-dessus (Cartier et al., 2001) part donc d'une étude locale pour parvenir à une interprétation à une plus grande échelle, en terme de tectonique des plaques. Cette reconstitution géodynamique permet donc de mettre en évidence :

- deux zones de subduction diachrones et de vergences opposées conduisant à des phénomènes de collision entre microblocs continentaux, au sein même de la lanière continentale Armorica. Cette interprétation confirme l'existence de sutures océaniques secondaires comme suggéré par Montigny et Allègre (1974) et Matte (2001),
- l'existence de zones de rift ou de zones océaniques peu développées tel le « rift du Layon » permettant le morcellement de ce bloc Armorica,
- le rôle joué par la faille de Nort-sur-Edre, qui doit être maintenant considérée comme une zone de suture polyphasée majeure, séparant deux domaines à histoires contrastées et à soubassements distincts, c'est à dire le bloc nord gondwanien au Sud, du bloc Armorica au Nord. La complexité de la faille de Nort-sur-Erdre résulte à la fois de l'existence de deux sutures diachrones situées approximativement à la même place, puis du jeu décrochant carbonifère,
- la nature géotectonique de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, formation chaotique déposée dans un prisme d'accrétion lié à la fermeture du « rift du Layon ».

Remarques concernant la nappe de Champtoceaux (Cartier et al., 2001):

L'âge du métamorphisme de haute pression dans la nappe de Champtoceaux est donc encore controversé, mais comme il a été discuté dans Faure et al. (1997), l'âge de 360 Ma considéré par Bosse et al. (2000) ne semble pas correspondre à l'âge réel du métamorphisme de haute pression. Cet âge correspondrait plus vraisemblablement à une remise à zéro de tous les chronomètres géochronologiques en raison des événements tectoniques et thermiques hercyniens majeurs.

La nappe de Champtoceaux est également considérée par certains auteurs comme constituée par une croûte continentale amincie (p. ex. Bosse et al., 2000). Cette interprétation est toujours discutée dans la littérature pour le Massif armoricain, tout comme pour le Massif Central (p. ex. Bodinier et al., 1986; Godard, 1983; Paquette, 1987). Nous considérons donc l'unité de Champtoceaux comme constituée d'un empilement de nappes constituées de roches d'origines océanique (péridotites, gabbro, metabasites) ou continentales (granites et migmatites principalement, cf. chap. I.2.2.2.).

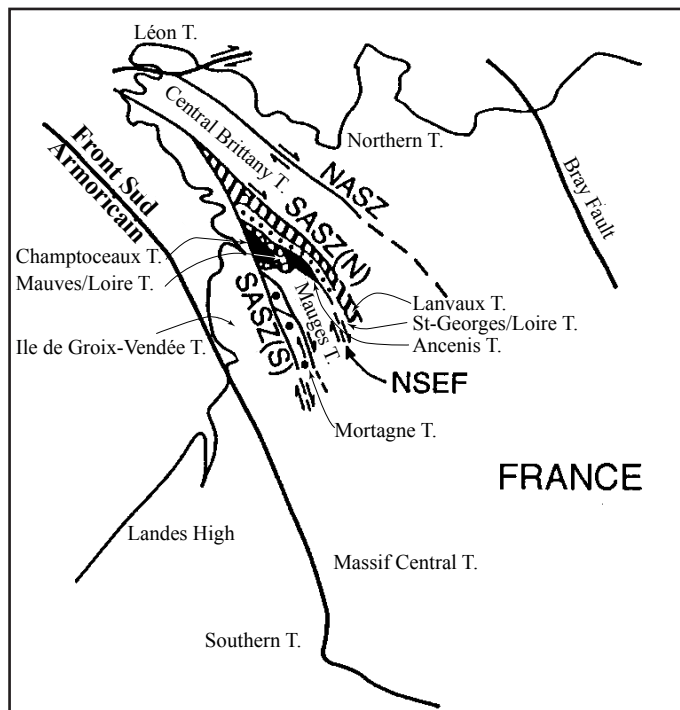
Remarque sur la signification géodynamique des phtanites considérées dans ce modèle :

Les phtanites, ou radiolarites (cf. chap. II.3.2.2.a.), n'ont pas été étudiées dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire en terme de contexte de mise en place. Mais, comme l'ont indiqué Dabard et Loi (1998), les origines des phtanites ne sont pas bien contraintes et sont encore débattues. Nous pensons que ces roches riches en fossiles de radiolaires peuvent s'être déposées dans un environnement océanique relativement profond, sous la CCD, ce qui s'accorde bien avec la proposition d'un bassin océanique individualisé et d'extension limitée.

Le modèle d'évolution géodynamique du domaine ligérien présenté dans le paragraphe précédent (cf. IV.2 et fig. 128) met l'accent sur le rôle important joué par la tectonique tangentielle dans la structuration de la chaîne hercynienne, permettant la formation de nappes

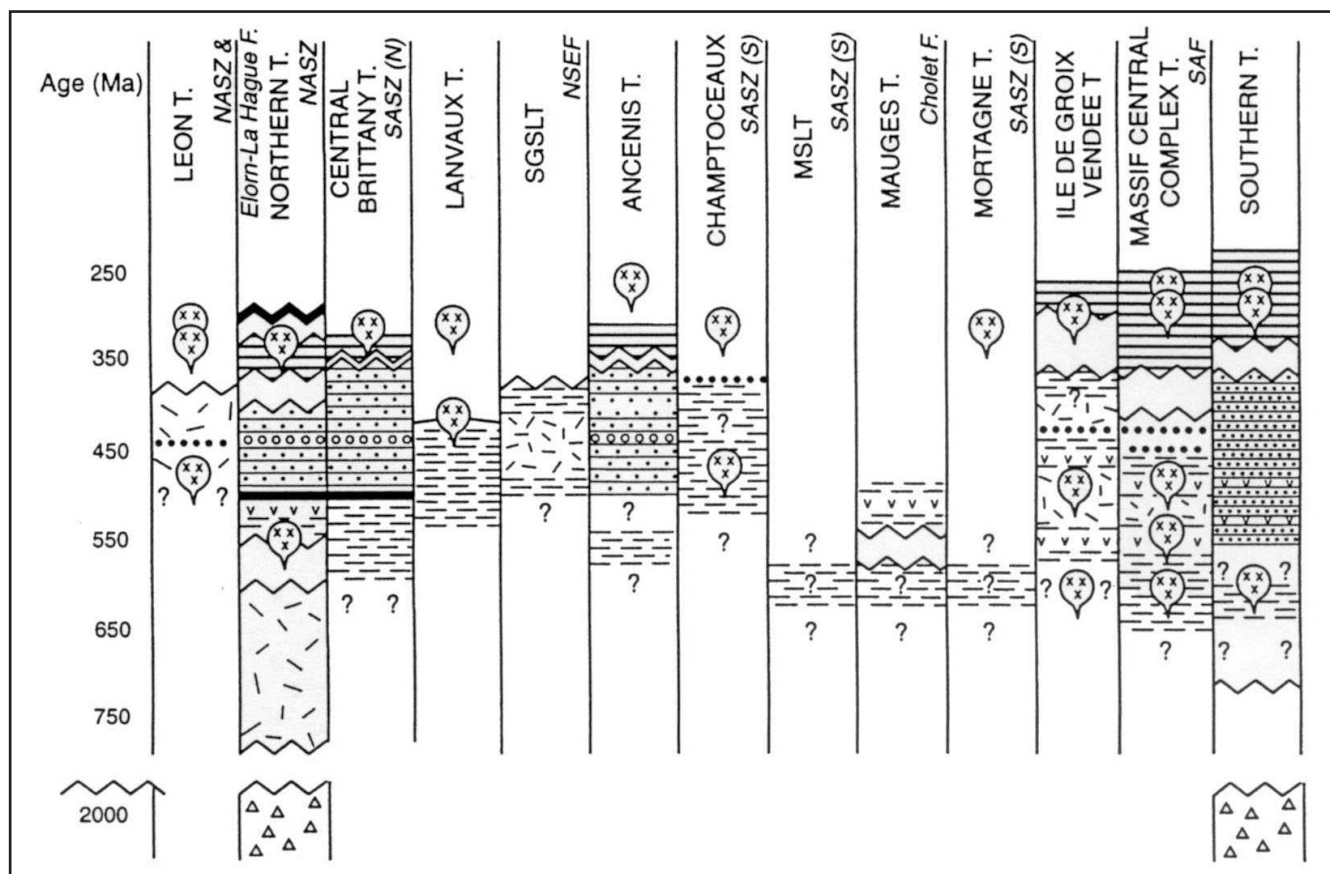
et de zones de collision en liaison avec les zones de subductions. Cette interprétation est reconnue par de nombreux auteurs (p. ex Matte, 1986, Dias et Ribeiro, 1995). Il met également l'accent sur une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne (Faure et al., 1997).

Un tel modèle n'est cependant pas accepté par l'ensemble des auteurs. Shelley et Bossière (2000), préfèrent à cette interprétation, qualifiée de « fixiste », un modèle mettant en jeu le concept de « suspect tectonostratigraphic terranes » (Coney et al., 1980). Ces auteurs considèrent que la structuration des massifs armoricain et ibérique s'est réalisée grâce au collage et à l'amalgamation de différents « terranes » limités par des failles verticales. Ces « terranes » sont formés à une distance inconnue de leur place actuelle, puis ont été déplacés sur plusieurs centaines, voire milliers de kilomètres de leur zone de formation à la faveur de grands mouvements dextres transpressifs. Shelley et Bossière (2000) décrivent donc pas moins de treize « terranes » dans le massif armoricain (nous avons déjà évoqué le « terrane » d'Ancenis dans le chapitre précédent, chap. III.1). La situation et les limites de ces « terranes » est rappelée sur la figure 131. Nous pensons que cette interprétation n'est pas en accord avec ce que nous savons par ailleurs sur la géologie du massif armoricain. Les auteurs pensent en effet que les différents « terranes » ne présentent aucune relation entre eux (c'est la définition même d'un « terrane »). Une telle interprétation est simple et relativement confortable pour l'esprit, mais tous ces « terranes » ne sont pas si différents les uns des autres. Ils présentent tous en effet des faciès d'origine Nord-Gondwanienne, et, comme nous l'avons vu dans le chap. III.4, remarque, les calcaires dévoniens rencontrés dans les bassins de Saint-Julien-de-Vouvantes, d'Ancenis et dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire présentent tous des faciès à affinité Bohémienne (Dubreuil 1986). Ces trois entités sont malgré tout considérées par Shelley et Bossière (2000) comme trois « terranes » différents. D'autres arguments plaidant l'inutilité de l'utilisation d'un tel concept pour la mise en place de la chaîne hercynienne et du Massif armoricain en particulier sont exposés dans l'article de Cartier et al. (2001, sous presse).



a. Les "tectonostratigraphic terranes" de la France Gondwanienne, extrait de Shelley et Bossière, 2000.

T. : Terrane,
 NASZ : North Armorican Shear Zone,
 SASZ(N) : Northern Branch of the South Armorican Shear Zone,
 NSEF : Nort-sur-Erdre Fault,
 SASZ(S) : Southern Branch of the South Armorican Shear Zone,
 A l'Est des zones de cisaillement armoricaines, et entre celles-ci et le "Massif Central Terrane", les structures hercyniennes sont recouvertes par les sédiments post-hercyniens du bassin de Paris. La plupart du "Southern Terrane" est recouvert par les sédiments post-hercyniens du Bassin Aquitain.



b. Sections diagrammatiques pour montrer la géologie contrastée des "tectonostratigraphic terranes" de la France gondwanienne (Shelley et Bossière, 2000).

NASZ : North Armorican Shear Zone,
 SASZ(N) : Northern Branch of the South Armorican Shear Zone,
 NSEF : Nort-sur-Erdre Fault,
 SASZ(S) : Southern Branch of the South Armorican Shear Zone,
 SGSLT : Saint-Georges-sur-Loire Terrane,
 MSLT : Mauves-sur-Loire Terrane,
 SAF : South Armorican Front.

Figure 131 : Les "terrane" de Shelley et Bossière (2000)

Conclusion

CONCLUSION

Au terme de ce travail, différents résultats ont pu être acquis sur l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et le domaine ligérien dans son ensemble. Ces données nouvelles, de portée importante pour la dynamique armoricaine, ont guidé l'établissement du modèle géodynamique proposé dans le chapitre précédent (chap. IV). Les principaux résultats sont les suivants :

- L'unité de Saint-Georges-sur-Loire doit être maintenant considérée comme constituée de deux sous-unités différentes : une unité sans blocs septentrionale et une unité à blocs méridionale, séparées par un chevauchement vers le Nord. Ces deux unités présentent la même déformation caractérisée par des plis synschisteux déversés au Nord et une linéation d'allongement de direction moyenne NS,

- L'unité à blocs représente en fait un olistostrome constitué d'une matrice contenant des olistolithes d'âges et de natures lithologiques variées : blocs de phyllites datées du Silurien (Llandovery, Barrois, 1892 ; Philippot, 1950), blocs de calcaires calcaires (Silurien supérieur à Dévonien moyen ; Lys et Mauvier, 1967 ; Lardeux, 1967 ; Vachard, 1993, 1994, Racheboeuf et Basset, comm. personnelle), laves et tufs basiques (Silurien, Carpenter et al., 1982), rhyolites d'âge probablement Cambrien (datation sur zircons en cours) et grès d'âge indéterminé,

- La matrice de l'unité à blocs constituée par une alternance schisto-gréseuse monotone n'est pas encore datée avec précision. Elle ne peut malgré tout plus être considérée comme azoïque car des microfossiles organiques (miospores) ont pu en être extrait. Son âge est compris entre le Dévonien moyen, âge des blocs les plus jeunes contenus par cette matrice (conglomérats de la Roche Aireau et du Moulin Bachelot, Vachard, 1993, 1994), et le Carbonifère inférieur (Tournaisien), âge des sédiments du bassin d'Ancenis. Un âge Dévonien moyen à supérieur semble le plus vraisemblable,

- L'unité sans bloc considérée jusqu'alors d'âge Ordovicien moyen à Silurien inférieur peut-être vieillie grâce à l'âge Arenig obtenu par les associations de conodontes extraits de certains échantillons de schistes sub-ardoisiers intercalés dans les grès-quartzites à *Calymenella bayani* (Caradoc, Bureau, 1900),

- La déformation reconnue principalement dans le Nord de l'unité sans blocs et marquée par une linéation d'allongement minérale d'allongement orientée NW-SE à E-W se retrouve de façon plus prononcée dans la bande ductile de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé. Elle est le résultat de deux déformations ductiles homoaxiales mais de vergences opposées, la première sénestre précoce, est contemporaine des mouvements décrochants ayant permis l'ouverture du bassin d'Ancenis au Carbonifère inférieur le long de la faille de Nort-sur-Erdre, et la seconde, dextre, d'âge carbonifère moyen à supérieur reconnue le long de tous les cisaillements armoricains. C'est cette déformation tardive qui a laissé le plus d'empreintes dans les roches,

- Les vergences Nord reconnues dans le sous-domaine ligérien septentrional sont à opposer aux vergences Sud proposées dans le complexe des nappes de Champtoceaux. Il

s'agit en fait de déformations diachrones. Cette constatation souligne l'importance de la faille de Nort-sur-Erdre, séparant les sous-domaines nord et sud ligérien, pour les reconstitutions géodynamiques,

- Le modèle d'évolution géodynamique élaboré à partir des différentes observations fournies par ce travail et les connaissances acquises par ailleurs précise l'évolution du domaine nord gondwanien et de la marge sud de la microplaque Armorica au Paléozoïque, depuis le Cambrien, jusqu'au Dévonien moyen. Il met l'accent sur l'existence de deux zones de subduction diachrones au sein de la microplaque Armorica, ces deux zones étant juxtaposées du fait des mouvements décrochants tardifs le long de la faille de Nort-sur-Erdre qui doit être dorénavant considérée comme une zone de suture polyphasée majeure,

- Ce modèle permet également de faire ressortir l'existence de zones océaniques d'extension limitées comme le « rift du Layon » et de préciser le contexte de mise en place de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, déposée dans un prisme d'accrétion lié à la fermeture du « rift du Layon »,

- En revanche, nos données s'intègrent mal dans un modèle où l'évolution géodynamique précoce serait contrôlée par de grands mouvements coulissants (collage tectoniques). L'interprétation de la tectonique paléozoïque de l'Armorique centrale et méridionale en termes de « terranes » accolés n'apparaît pas satisfaisante.

Ce travail ouvre donc de nouvelles perspectives de recherche sur le domaine ligérien en général et l'unité de Saint-Georges-sur-Loire en particulier :

- Les datations par extraction de microfossiles dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire se sont révélées très prometteuses. Une étude plus systématique d'un nombre élevé d'échantillons doit donc être réalisée. Cette étude pourra également permettre d'accéder à de nouvelles données sur la répartition paléogéographique des faunes. En effet, à l'heure actuelle, les seules données utilisées pour les modèles paléogéographiques sont celles récoltées dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes au Nord et dans les olistolithes du bassin d'Ancenis au Sud,

- La structure et le contenu stratigraphique de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes restent également à examiner, afin de replacer cette unité dans l'évolution géodynamique du domaine ligérien.

Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Amstutz G.C. (1968).** Les laves spilites et leurs gîtes minéraux. *Geol. Rdsch.* 57, p.936-954.
- Amstutz G.C. (1974).** Spilites and spilite rocks, Amstutz ed., International Union of Geological Sciences, Series A, Number 4, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New-York.
- Arnaud A. (1966).** Une série spilite-kératophyre dans le Silurien du Massif Armoricaïn : la série de Saint-Georges-sur-Loire. *Dipl. Et. supérieures*, Nantes, 67p.
- Bachtadse V. et Briden J.C. (1990).** Palaeomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. In : McKerrow W.S. et Scotese C.R., Eds., *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. *Geol. Soc. London, Mem.*, 12, p. 43-48.
- Balé P. et Brun J.P. (1986).** Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éohercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 471-477.
- Balé P. et Brun J.P. (1989).** Late Precambrian thrust and wrench zones in Northern Brittany (France). *J. Struct. Geol.* 11 (4), p. 391-405.
- Ballèvre M., Kiénast J.R. et Paquette J.L. (1987).** Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champocaëux (Massif armoricaïn). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 127-131.
- Ballèvre M., Paris F. et Robardet M. (1992).** Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données paléobiogéographiques et tectono-métamorphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 1783-1789.
- Ballèvre M., Le Goff E. et Hébert R. (2001).** The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331, p. 19-43.
- Barbaroux L., Bousquet B., Sellier D., Margerel J.P., Cavet P., Marchand J. et Godard G. (1983).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Nort-sur-Erdre (451) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Barbaroux L. et Cavet P. (1983), 48 p.
- Barbaroux L., avec la collaboration de Cavet P. (1983).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Nort-sur-Erdre (451) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 48 p. Carte géologique par Barbaroux L., Bousquet B., Sellier D., Margerel J.P., Cavet P., Marchand J. et Godard G. (1983).
- Bard J.P. (1997).** Démembrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord : rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres accompagnant la rotation-traduction horaire de l'Afrique durant le Stéphanien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, p. 693-704.
- Barrois C. (1889).** Faune du calcaire d'Erbray (Loire Inférieure). *Mém. Soc. géol. Nord*, t. III, 348p.
- Barrois C. et Bochet L. (1889).** Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80000, feuille de Redon, n°90, 1^{ère} édition, *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 17, p. 16-28.
- Barrois C. (1892).** Mémoire sur la distribution des graptolites en France. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XX, p. 75-191.
- Barrois C. (1896).** Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80000, feuille de Saint-Nazaire, n°104, 1^{ère} édition, *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXIV, p. 137-160.
- Barrois C. et Pruvost G. (1938).** Révision de la feuille de Redon au 1/80000^{ème}. *Paris. Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°187, t. XXXVI.
- Beaupère C. (1973).** Contribution à la flore fossile de « culm » du synclinal d'Ancenis. Thèse de troisième cycle, Paris VI.
- Blaise J., Cavet P. et Lardeux H. (1970).** Les relations entre Briovérien et Paléozoïque sur la

- rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalonnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricain). Bull. Soc. géol. Fr., (7), 1, p. 5-14.
- Blaise J., Cavet P. et Marchand J. (1980).** Le domaine Ligérien entre Angers et Nantes. Synthèse cartographique et précisions nouvelles. Mém. Soc. Et. Sc. Anjou, 4, p. 23-30.
- Blaise J., avec la collaboration de Arnaud A., Brossé R., Cavet P., Gruet M. et Lardeux H. (1985).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Thouarcé (484) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Blaise J., avec la collaboration de Arnaud A., Brossé R., Cavet P., Depagne J., Gruet M., Lardeux H. et Limasset O. (1986), 57 p.
- Blaise J., avec la collaboration de Arnaud A., Brossé R., Cavet P., Depagne J., Gruet M., Lardeux H. et Limasset O. (1986).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Thouarcé (484) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 57 p. Carte géologique par Blaise J., avec la collaboration de Arnaud A., Brossé R., Cavet P., Gruet M. et Lardeux H. (1985).
- Bodinier, J.L., Giraud, A., Dupuy, C., Leyreloup, A. et Dostal, J. (1986).** Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif Central Français et Chamrousse (Alpes). Bull. Soc. géol. Fr., 8, p.115-123.
- Bosse V., Ballèvre M. et Gapais, D. (1998)** . L'isograde du grenat dans les schistes bleus de l'île de Groix (Bretagne méridionale) : une zone de cisaillement rétrograde. Journal des résumés, 17^{ème} RST 1998, Brest, p. 78.
- Bosse V., Feraud G., Ruffet g., Ballèvre M., Peucat J.J. et De Jong K. (2000).** Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). Geological Journal 00, p. 1-29.
- Bouchez J.L. (1977).** Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient (Angers, France). Tectonophysics, vol. 39, n°1-2, p. 25-50.
- Bouchez J.L. et Blaise J. (1976).** Une structure hercynienne liée à un accident ductile : l'anticlinal de Lanvaux-les-Ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (Massif Armoricain). Bull. Soc. géol. Fr, 7, t. XVIII, n°1, p. 145-157.
- Bougault H., Joron J.L. et Treuil M. (1980).** The primordial chondritic nature and large scale heterogeneities in the mantle : evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. Phil. Trans. R. Soc. London, A 297, p. 203-213.
- Boullier A.M. et Bouchez J.L. (1978).** Le quartz en ruban dans les mylonites. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XX, n°3, p. 253-262.
- Bouton P. (1990).** Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne, partie orientale du synclinorium de Chantonay, Massif armoricain. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Poitiers, 378 p.
- Brossé R., Janjou D., Arrondeau J.P., Arnaud A., Blaise J., Gruet M., Laugery J. et Rivière L.M. (1988).** Carte géol. France (1/50000), feuille le Lion-d'Angers (423) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Brossé R., Blaise J., Gruet M., Herrouin Y., Laugery J. et Etienne H. (1989), 48 p.
- Brown M. (1995).** Geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt. Géologie de la France, 3, p. 3-22.
- Bureau E. (1861).** Observations sur le terrain dévonien de la Basse Loire. Bull. Soc. géol. Fr. (2), 18, p. 337-340.
- Bureau E. et L. (1890).** Carte géologique détaillée de la France au 1/80000^{ème}, n°105, feuille d'Ancenis.
- Bureau L (1894).** Note sur la présence du grès dévonien à Orthès Monnieri à Avrillé (M. et L.). Bull. Soc. Nat.Ouest France (1), IV, p. 197-204.
- Bureau L. (1900).** Notice sur la géologie de la Loire-Inférieure, Nantes et la Loire-Inférieure (Grimaud, éd.), p. 99-522. Nantes.

- Burg J.P. (1981).** Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. C. R. Acad. Sci. Paris, 293, p. 849-854.
- Burkhard M. (1993).** Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. J. Struct. Geol., 15, 3-5, p. 351-368.
- Cabanis B. (1986).** Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif armoricain. Implications géodynamiques. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments traces. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 682 p.
- Cabanis B. et Godard G. (1987).** Les éclogites du Pays de Léon (Nord-Ouest du Massif armoricain) : étude pétrologique et géochimique, implications géodynamiques. Bull. Soc. géol. Fr., (8), III, p. 1133-1142.
- Cabanis B. et Thiéblemont D. (1988).** La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3 x Tb-2 x Ta. Bull. Soc. géol. France, 8, t. IV, n°6, p. 927-935.
- Cannat M. et Bouchez J.L. (1986).** Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif armoricain). Episodes tangentiels successifs éo-hercyniens en France occidentale. Bull. Soc. géol. de Fr., 8, II, p. 299-310.
- Carpenter M., Peucat J.J. et Pivette B. (1982).** Geochemical and geochronological characteristics of Palaeozoic volcanism in the Saint-Georges-sur-Loire synclinorium (S. Armorican Massif). Evidence for pre-hercynian tectonic evolution. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 21, p. 63-79.
- Cartier C., Faure M. et Lardeux H. (2001).** The Hercynian Orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. Terra Nova, 13, p. 143-149.
- Cartier C., Faure M. et Lardeux H. (2001).** A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia : a discussion. Journal of Structural Geology (sous presse)
- Cavet P. et Pillet J. (1961).** Sur la découverte d'une faune de l'Ordovicien moyen ou supérieur en bordure méridionale du synclinorium d'Ancenis (Loire-Atlantique). C.R.Acad.Sci., Paris, t. 252, p. 1636-1638.
- Cavet P. et Pillet J. (1963).** Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du synclinal d'Ancenis (Massif Armoricain). Bull. Soc. géol. Fr., 7, V, p. 318-329.
- Cavet P., Lardeux H. et Pillet J. (1965).** Notice stratigraphique sur les formations paléozoïques des synclinaires de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Redon-Ancenis (SE du massif armoricain) à l'Est du méridien de Châteaubriant. Bull. Soc. Et. Sci. Anjou, t. V, p. 23-44.
- Cavet P., Gruet M. et Pillet J. (1966).** Sur la présence du Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon (M. et L.), dans le Nord-Est du Bocage Vendéen (massif armoricain). C. R. Acad. Sc. Paris, 263, p.1685-1688.
- Cavet P. et Lardeux H. (1967).** Le Dévonien supérieur dans le Sud-Est du massif armoricain, Intern. Symposium Devonian System, Calgary, vol. I, p. 143-148.
- Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Chauris L., Gruet M., Lardeux H. et Rivière L.M. (1970).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Chalonnes-sur-Loire (453) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par P. Cavet, avec la collaboration de de Arnaud A., Blaise J., Brossé R., Chauris L., Gruet M., Guigues J., Jourdaine H., Lardeux H. et Rivière L. (1970), 32 p.
- Cavet P., avec la collaboration de de Arnaud A., Blaise J., Brossé R., Chauris L., Gruet M., Guigues J., Jourdaine H., Lardeux H. et Rivière L. (1970).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Chalonnes-sur-Loire (453) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 32 p. Carte géologique par Cavet P., avec la

- collaboration de Arnaud A., Blaise J., Chauris L., Gruet M., Lardeux H. et Rivière L.M. (1970).
- Cavet P., Lardeux H. et Philippot A. (1971).** Ordovicien et Silurien aux environs de Montjean et Chalonnes (Maine et Loire, Se du Massif Armoricaïn). Mém. BRGM n°73, Colloque Ordov. Silur., p. 199-212.
- Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Brossé R., Chauris L., Gruet M. et Lardeux H. (1976).** Carte géol. France (1/50000), feuille d'Angers (454) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Brossé R., Chauris L., Gruet M. et Lardeux H. (1976), 42 p.
- Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Brossé R., Chauris L., Gruet M. et Lardeux H. (1976).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille d'Angers (454) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 57 p. Carte géologique par Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Brossé R., Chauris L., Gruet M. et Lardeux H. (1976).
- Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Gruet M., Lardeux H., Lucas G., Marchand J. et Rivière L.M. (1978).** Carte géol. France (1/50000), feuille d'Ancenis (452) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Gruet M., Lardeux H., Marchand J., Nicolas A., Rivière L.M. et Rossignol J.C. (1978), 56 p.
- Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Gruet M., Lardeux H., Marchand J., Nicolas A., Rivière L.M. et Rossignol J.C. (1978).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille d'Ancenis (452) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 56 p. Carte géologique par Cavet P., avec la collaboration de Arnaud A., Blaise J., Gruet M., Lardeux H., Lucas G., Marchand J. et Rivière L.M. (1978).
- Cavet P., Dubreuil M., Blaise J. et Willefert S. (1986).** Les amélites du Houx (Silurien), leurs relations avec les unités paléozoïques de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé et Saint-Georges-sur-Loire (Massif Armoricaïn). Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest de la France, 8, p. 136-143.
- Chantraine J., Egal E., Thiéblemont D., le Goff E., Guerrot C., Ballèvre M. et Guennoc P. (2001).** The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. Tectonophysics, 331, p. 1-18.
- Chauris L. et Lucas G. (1966).** Les environs de Bécon-les-Granits (feuille d'Ancenis au 1/80000). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 60, p. 25-33.
- Chauvel J.J. (1960).** Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-sur-Oust. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1, p. 12.
- Cocks L.R.M. et Fortey R.A. (1982).** Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. Journal of the Geological Society, London, 139, p. 435-478.
- Cocks L.R.M. (2000).** The Early Palaeozoic geography of Europe. Journal of the Geological Society, London, vol. 157, p. 1-10.
- Cogné J. (1966).** Une "nappe cadomienne" de style pennique : la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis. Bull. Serv. Carte Géol. Als. –Lorr., 19, 1 et 2, p. 107-136.
- Cogné J. (1974).** Le Massif Armoricaïn dans : Debelmas J., Géologie de la France, I., p. 105-161, Doin édit.
- Cogné J. (1977).** La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Colloques internationaux du CNRS, 268 – Ecologie et géologie de l'Himalaya, p. 111-129.
- Colchen M. et Poncet D. (1989).** Présence, dans la série de Brétignolles-sur-Mer (Vendée, sud du Massif armoricaïn), d'une formation à blocs et olistolithes d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, p. 1503-1507.
- Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. (1980).** Cordilleran suspect terranes. Nature, vol. 288, p. 329-333.

- Couffon O. (1934).** Précis de Géologie Angevine. Angers, Imprimerie centrale, 199 p.
- Dabard M.P. et Loi A. (1998).** Sedimentary environment of formations with interbedded cherts in the Upper Proterozoic of Armorican Massif (France): reappraisal of the chert origin. C. R. Acad. Sci. Paris, 326, p. 763-769.
- Davies G. R. (1984).** Isotopic evolution of the Lizard Complex. J. Geol. Soc. London, 141, p. 449-452.
- Davy L. (1906).** Ce que l'on croit savoir aujourd'hui sur la constitution géologique des environs de Chalonnes-sur-Loire. Bull ; Soc. Et. Sc. Angers, 35, p. 91-125.
- Delfour J., Trautmann F., Fourniguet J., Pivette B., Prian J.P., Milton C. et Manigault B. (1984).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Redon (419) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Fourniguet J. et Trautmann F. (1985), 69 p.
- Dias R. et Ribeiro A. (1995).** The Ibero-Armorican arc : a collision effect against an irregular continent. Tectonophysics, 246, p. 113-128.
- Diot H. et Blaise J. (1978).** Etude structurale dans le Précambrien et le Paléozoïque que de la partie méridionale du domaine ligérien (SE du MASSIF Armoricaïn) : Mauges, synclinal d'Ancenis et Sillon Houiller de basse Loire. Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne, (C), X, 1, p. 31-50.
- Diot H. (1980).** Recherches structurales dans la partie orientale du domaine ligérien (Massif Armoricaïn), Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nantes, 147 p.
- Diot H., Bouchez J.L. et Blaise J. (1983).** La bande ductile Lanvaux-les-Ponts-de-Cé entre Redon et Angers. Une composante du cisaillement hercynien du Massif Armoricaïn (France). Bull. Soc. géol. Fr., 7, t. XXV, n°2, p. 155-167.
- Dubreuil M. et Vachard D. (1979).** Sur l'âge Givétien de la formation de Chalonnes (Bassin d'Ancenis, Sud-Est du Massif Armoricaïn) et ses conséquences. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 289, série D, p. 241-244.
- Dubreuil M. (1980).** Hypothèse sur la mise en place, au Dinantien, du complexe du Tombeau Leclerc (Bassin d'Ancenis, SE du Massif Armoricaïn) sous forme d'un olistostrome. Conséquences géodynamiques. C. R. Acad. Sci., 290, p. 1455-1458.
- Dubreuil M. et Vachard D. (1982).** La série de Saint-Georges-sur-Loire et les événements de la limite Silurien – Dévonien dans le domaine ligérien du Massif Armoricaïn, 9^{ème} RAST, Paris, p. 213.
- Dubreuil M. (1986).** Evolution géodynamique du Paléozoïque que Ligérien (Massif Armoricaïn), Thèse d'état, Université de Nantes, 258 p.
- Dubreuil M. (1987).** Le bassin en décrochement de Saint-Julien-de-Vouvantes-Angers (Carbonifère inférieur du Sud-Est du Massif armoricaïn) ; Bull. Soc. géol. Fr., (8), III, n°2, p. 215-221.
- Dubreuil M., Cavet P., Diot H. et Gruet M. (1988).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Saint-Mars-la-Jaille (421) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Dubreuil M. et Cavet P. avec la collaboration de Blaise J., Estéoule-Choux J., Gruet M. et Lardeux H. (1989), 73 p.
- Dubreuil M. et Cavet P. avec la collaboration de Blaise J., Estéoule-Choux J., Gruet M. et Lardeux H. (1989).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Saint-Mars-la-Jaille (421) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 73 p. Carte géologique par Dubreuil M., Cavet P., Diot H. et Gruet M. (1988).
- Egal E., Guerrot C., Le Goff E., Thiéblemont D. et Chantraine, J. (1996).** The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany. Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic. Geol. Soc. Am., Spec. Publ. 304, p. 281-318.
- Eisenack A. (1931).** Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 1. Palaeontologische Zeitschrift, 13, p. 74-118.

- Engel W., Feist R. et Franke W. (1980-1981).** Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. Bulletin du BRGM, I, n°4, p. 341-389.
- Faure M., Leloix C. et Roig J.Y. (1997).** L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Bull. Soc. géol. Fr., 168, p. 695-705.
- Faure M. et Cartier C. (1998).** Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de-la-Place (unité de Lanvaux, Massif armoricain). C. R. Acad. Sci. Paris, 326, p. 795-802.
- Ferrill D.A. (1991).** Calcite twins widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. J. Struct. Geol., 13, 6, p. 667-675.
- Fortey R.A. et Cocks L.R.M. (1992).** The early Paleozoic of the North Atlantic region as a test case for the use of fossils in continental reconstruction. Tectonophysics, 206, p. 147-158.
- Fourniguet J. et Trautmann F. (1985).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Redon (419) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 69 p. Carte géologique par Delfour J., Trautmann F., Fourniguet J., Pivette B., Prian J.P., Milton C. et Manigault B. (1984).
- Franke W. (1989).** Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. Geological Society of America, Special Paper 230, p. 67-90.
- Franke W., Dallmeyer R.D. et Weber K. (1995).** Geodynamic Evolution, in: Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (eds.), Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 579-594.
- Gapais D. (1979).** Déformation progressive d'un quartzite dans une zone plissée (segment hercynien de Bretagne centrale). Bull. Minéral., 102, p. 249-264.
- Godard G., Kienast J.R. et Lasnier B. (1981).** Retromorphic development of glaucophane in some eclogites east of Nantes (Armorican Massif, France). Contrib. Mineral. Petrol., 78, p. 126-135.
- Godard G. (1983).** Dispersion tectonique des éclogites de Vendée lors d'une collision continent-continent. Bull. Minéral., 106, p. 719-722.
- Grahn Y. (1981).** Ordovician Chitinozoa from the Stora Asbotorp boring in Västergötland, south-central Sweden. Sver. Geol. Unders. Serie C. NR 787, p. 1-40.
- Gresselin F. (1990).** Evolution structurale d'une transversale du socle cadomo-varisque du Nord-Est de l'Armorique. Insertion dans un profil ouest-européen. Thèse de 3^{ème} cycle, université de Caen.
- Guineberteau B., Bouchez J.L. et Vignerresse J.L. (1987).** The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. Geological Society of America Bulletin 99, p. 763-770.
- Gumiaux C., Truffert C., Brun J.P., Gapais D., Chantraine J. et les membres du projet Armor (2000).** La collision Varisque Armoricaïne : nouvelles données aéromagnétiques et spectrométriques. Journal des résumés, 18^{ème} RST 2000, Paris, p. 153.
- Henry J.L. (1980).** Trilobites ordoviciens du Massif amoricain. Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne, 22, p. 11-250.
- Hey M.H. (1954).** A new review of chlorites. Mineral. Mag., 30, p. 277-292.
- Honda S. and Muffler L.J.P. (1970).** Hydrothermal alteration in core from research Drill Hole Y-1, Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming. American Mineralogist, 55, p. 1714-1737.
- Janjou D., avec la collaboration de Gruet M. et Penecki C. (1998).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Segré (422) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Janjou D., et coll. (1998), 68 p.
- Janjou D., avec la collaboration de Lardeux H., Chantraine J., Callier L. et Etienne H. (1998).** notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Segré (422) - Orléans :

- Bureau de recherches géologiques et minières, 68 p. Carte géologique par D. Janjou et coll. (1998).
- Johan V. et Le Métour J. (1981).** Observations préliminaires sur la partie orientale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Maine et Loire) : lithologie, pétrographie, structure, Rapport du BRGM 81, SGN, 827 GEO, Déc. 1981.
- Judenherc S., Granet M. et Boumbar N. (1999).** Two-dimensional anisotropic tomography of lithosphere beneath France using regional arrival times. *J. Geophys. Research*, 104, B6, p. 13201-13215.
- Kerforne F. (1919).** Etude technique de la région silurienne du Sud de Rennes (nappe de la Vilaine), *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°139, p. 125-162.
- Kossmat F. (1927).** Gliederung des Varistisches Gebirgsbanes. *Abh. Sachs. Geol. Landesamtes*, 1, p. 39.
- Kriz J. et Paris F. (1982).** Ludlovian, Pridolian and Lochkovian in La Meignanne (Massif Armoricain). *Biostratigraphy and correlations based on Bivalvia and Chitinozoa, Geobios*, n°15, fasc. 3, p. 391-421.
- Kusky T.M. et Bradley D.C. (1999).** Kinematic analysis of mélange fabrics : example and applications from the McHugh Complex, Kenai Peninsula, Alaska. *Journal of Structural Geology*, 21, p. 1773-1796.
- Lagarde J.L. (1978).** La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Application à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif armoricain). Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Rennes, 164 p.
- Lardeux H., Pillet J., Semenoff-Tianchansky P. (1961).** Sur l'extension orientale du Frasnien dans le synclinal d'Ancenis (SE du Massif Armoricain). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 111-112.
- Lardeux H. (1967).** Présence du Dévonien inférieur dans le synclinal de Saint-Georges-sur-Loire (Massif Armoricain, Anjou). *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 341.
- Lardeux H. (1969).** Le Dévonien du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes (Sud-Est du Massif armoricain). Etat des recherches et précisions nouvelles, *Bull. Soc. ét. Sci. Anjou*, t. VII, p. 3-40.
- Lardeux H. (1980).** Les faunes de tentaculites des calcaires dévoniens du horst du Tombeau Leclerc (Synclinorium d'Ancenis, Massif armoricain). *Soc. Et. Sci. Anjou. Mémoire n° 4*, p. 43-47.
- Lardeux H. et Cavet P. (1994).** Paleozoic of the ligerian domain. In Keppie J.D. (ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*, Springer-Verlag, Berlin, p. 152-156.
- Lardeux H. (1998).** La formation des Maisons Rouges, unité stratigraphique d'âge Dévonien inférieur du domaine Ligérien, Sud-Est du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Sci. Anjou*, 1998, 16, p. 79-88.
- Leake B.E., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. et Youzhi G. (1997).** Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, v. 9, 3, p. 624-651.
- Le Corre C. (1978).** Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Rennes, 381p.
- Le Corre C., Auvray B., Ballèvre M. et Robardet M. (1991).** Le Massif Armoricain, *Sci. Géol., Bull.*, 44, 1-2, p. 31-103, Strasbourg.
- Ledru P., Marot A. et Herrouin Y. (1986).** Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire: une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de metabasite à glaucophane sur la bordure de cette unité. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, p.963-968.
- Lefort J.P. (1975).** Le socle périarmoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'ouest de la France, Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Rennes, 217 p.

- Le Gall J. et Cabanis B. (1985).** Caractères minéralogiques et géochimiques des ignimbrites et des laves cambriennes de l'Est du Massif armoricain. Implications pétrogénétiques. *Hercynica*, I, 2, p. 99-109.
- Le Maître D. (1932).** Observations sur la faune du calcaire de Cope-Choux (Loire Inférieure). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 10-109.
- Le Maître D. (1934).** Etudes sur la faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. 12, 267p.
- Le Maître D. (1960).** Les faciès hercyniens de la bordure sud-orientale du Massif armoricain. *Bull. Soc. d'Etudes scientifiques d'Angers*, 1959, N.S., t. II, p. 89-94.
- Le Maître R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. et Zanettin B. (1989).** A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Le Métour J. et Bernard-Griffiths J. (1979).** Age (limite Ordovicien – Silurien) de la mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif vendéen). Implications géologiques. *Bull. du BRGM*, section I, n°4, p. 365-371.
- Le Métour, J., avec la collaboration de Blouin, J.P., Chantraine, J., Clozier, L. et Etienne, H. (1989).** Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Cholet (510) – Orléans ; Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 55 p. Carte géologique par Clozier, L., Le Métour, J., (1984).
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D. et Marchal M. (1982).** Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, p. 139-154.
- Li G., Peacor D.R., Coombs D. S. et Kawachi Y. (1997).** Solid solution in the celadonite family : the new minerals ferroceldonite, $K_2Fe_2^{2+}Fe_2^{3+}Si_8O_{20}(OH)_4$, and ferroaluminoceldonite, $K_2Fe_2^{2+}Al_2Si_8O_{20}(OH)_4$. *American Mineralogist*, Vol. 82, p. 503-511.
- Lindstroem M. (1979).** Chateaupanne. Rapport final (D.F.G. Vorhaben Li 174/15). Marbourg (inédit).
- Lopez-Munoz M. (1983).** Processus structuraux et métamorphiques associés à la mise en place de granitoïdes sous un régime cisailant l'exemple de la bordure méridionale de la Bretagne centrale, région de Chateaubriant. Thèse de troisième cycle, Université de Rennes, 112 p.
- Lucas G. (1959).** Quelques remarques préliminaires sur le silurien de la feuille d'Ancenis. *Bull. Soc. Et. Sci. Angers, Nouvelle Série*, Tome II, 89^e Année, p. 84-88.
- Lys M. et Mauvier A. (1967).** Résultats micropaléontologiques (conodontes) dans le Silurien et le Dévonien inférieur de l'Anjou. In: *Mémoires du BRGM n°33* (BRGM, éd.), p. 59-60. BRGM, Orléans.
- Maillet P. (1977).** Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif Armoricain. Implications géotectoniques. Thèse de troisième cycle, Université de Rennes, 134 p.
- Marchand J., Perrin J. et Weecksteen G., avec la collaboration de Forestier F.H. et Lasnier B. (1969).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Vallet (482) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Marchand J., Perrin J. et Weecksteen G., avec la collaboration de Forestier F.H. et Lasnier B. (1969), 11 p.
- Marchand J., Perrin J. et Weecksteen G., avec la collaboration de Forestier F.H. et Lasnier B. (1969).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Vallet (482) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 11 p. Carte géologique par Marchand J., Perrin J. et Weecksteen G., avec la collaboration de Forestier F.H. et Lasnier B. (1969).
- Marchand J. (1981).** Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne Méridionale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, p. 223-228.

- Marchand J., Sellier D., Bossière G., avec la collaboration de Carlier G., Deniel C., Lasnier B. (1988).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Savenay (450) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Marchand J., Bossière G., Sellier D. et coll. (1989), 58 p.
- Marchand J., Bossière G., Sellier D., avec la collaboration de Alix Y., Etienne H., Lulzac Y. et Clément J.P. (1989).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Savenay (450) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 58 p. Carte géologique par Marchand J., Sellier D., Bossière G. et coll. (1988).
- Martinez-Catalan J.R. (1990).** A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, v. 179, p. 23-272.
- Matte P. (1986).** La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 9-24.
- Matte, P. et Hirn A. (1988).** Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan Belt in Western France. *Tectonics*, 72, p. 141-155.
- Matte P. (1991).** Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, p. 309-337.
- Matte P. (1998).** Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic belts : Uralides and Variscides, *GFF*, vol. 120, p. 209-222.
- Matte P. (2001).** The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate : a review. *Terra Nova*, 13, p. 122-128.
- Mauvier A., Lardeux H. et Lys M. (1965).** Sur l'âge des « calcaires à Nowakia » du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes (Sud-Est du Massif Armoricaïn), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, p. 2272-2274.
- McKerrow W.S. et Ziegler A.M. (1972).** Palaeozoic oceans. *Nature*, 240, p. 92-94.
- Milon Y. (1932).** Etude préliminaire de la microfaune des calcaires de Cope-Choux. *C.R. somm. Soc. Géol ; Fr.*, p. 68-69.
- Montigny R. et Allègre C. J. (1974).** A la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279, p. 543-545.
- Moreau-Benoit A. et Dubreuil M. (1987).** Confirmation du Silurien et découverte du Dévonien inférieur par la palynoplantologie dans les schistes et grès de la terminaison orientale du bassin d'Ancenis (SE du Massif armoricaïn). *Géol. de la France*, n°1, p. 37-54.
- Morimoto N., Fabriès J., Ferguson K.A., Ginzburg V.I., Ross M., Seifert A.F., Zussman J., Aoki K. et Gottardi G.(1988).** Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Minéral.*, 111, p. 535-550.
- Munha J., Ribeiro A., Fonseca P., Oliveira J.T., Castro P. et Quesada C. (1989).** Accreted terranes in Southern Iberia : Beja-Acebuches Ophiolite and related oceanic sequences. *Int. Geol. Congr.*, 28th (Washington, D.C.), vol. 20f3, p. 481.
- Neugebauer J. (1989).** The Iapetus model : a plate tectonic concept for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 169, p. 229-256.
- Neumann B. (2000).** Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology*, 22, p. 1695-1711.
- Nicol N. (1997).** Etude structurale des minéralisations Zn-Pb du Paléozoïque du Dôme de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées). Goniométrie de texture appliquée aux minéraux transparents et opaques. Thèse de troisième cycle, Université d'Orléans, 303 p.
- Odin G.S. et Odin C. (1990).** Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, 35, p. 12-21.
- Oulebsir L. et Paris F. (1993).** Nouvelles espèces de chitinozoaires dans l'Ordovicien inférieur et moyen du sud-est du Sahara algérien. *Rev. Micropaléontol.*, 36 (3), p. 257-280.

- Paquette J.L., Marchand J. et Peucat J.J. (1984).** Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale ?) Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 26, p. 907-912.
- Paquette J.L. (1987).** Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne alpine. Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles 14, thèse de 3^{ème} cycle, Université de Rennes.
- Paquette J.L., Monchoux P., et Couturier M. (1995).** Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European variscan belt : Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, p. 1611-1622.
- Paris F. et Robardet M. (1977).** Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoï que antécarbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n°5, p. 1121-1126.
- Paris F. (1981).** Les chitinozoaires dans le Paléozoï que du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique – Etude systématique – Biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, 26, 496 pp.
- Paris F. et Robardet M. (1990).** Early Palaeozoic paleobiogeography of the variscan regions. *Tectonophysics*, 177, p. 193-213.
- Paris F. (1993).** Les chitinozoaires : un groupe mystérieux et fascinant (fiche technique et mode d'emploi), document Université de Rennes I, 57p.
- Paris F., Grahn, Y., Nestor V. et Lakova I. (1999).** Revised chitinozoan classification. *J. Paleont.*, 73, p. 547-568.
- Paris F. (1998).** Early Palaeozoic palaeobiogeography of northern Gondwana regions. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 42 (3/4), p. 473-483.
- Paris F. et Nolvak J. (1999).** Biological interpretation and paleobiodiversity of a cryptic fossil group : the « chitinozoan-animal ». *Geobios*, 32, p. 315-324.
- Paris F. (2000).** Biodiversité des chitinozoaires : la réponse d'un groupe cryptique aux contraintes environnementales durant le Paléozoï que inférieur. *Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi*, 21, p. 187-190.
- Passchier C.W. et Trouw R.A.J. (1998).** *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. et Tindle A.G. (1984).** Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 4, p. 956-983.
- Péneau J. (1927).** Age des minerais de fer attribués au Gothlandien dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 185, p. 895-897.
- Péneau J. (1929).** Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Sud-est du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest de la France*, 48, p. 1-300.
- Péneau J. (1933).** La faune du Dévonien supérieur de l'Ecochère, près d'Ancenis (Loire Inférieure). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 33-34.
- Péneau J. (1933).** Observations sur le Dévonien et le Dinantien du pli d'Ancenis. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1932, 5eme sér., t. II, fasc. 8-9, p. 615-621.
- Péneau J. (1934).** Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne à Angers, Chateaubriant et Ancenis (22-26 avril 1930), *Bull. Soc. géol. Minér. Bretagne*, 1930-1931, N.S., t. I, p. 57-132.
- Péneau J. (1946).** Révision de la feuille d'Angers au 80000^{ème}, terrains primaires. *Bulletin n° 221 de la carte géologique*.
- Perroud H., Van der Voo R. et Bonhommet N. (1984).** Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12, p. 579-582.
- Peucat J.J. et Cogné J. (1974).** Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud Finistère) : un jalon intermédiaire entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 1809-1812.
- Peucat J.J., Vidal P., Godard G. et Postaire B. (1982).** Precambrian U-Pb zircon age in eclogites and granet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the West European Hercynian Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, p. 70-78.

- Peucat J.J. (1983).** Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. Mém. Soc. Géol. Minéral. de Bretagne, 28, 158 p.
- Peucat J.J. (1986).** Rb-Sr and U-Pb dating of blueschists of the Ile de Groix. Geological Society of America Memoir, 164, p. 229-238.
- Peucat J.J., Paris F. et Chalet M. (1986).** U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary from Vendée (Western France), Chemical Geology, 59, p. 133-142.
- Peucat J.J., Bernard-Griffiths J., Gil Ibarguchi J.I., Dallmeyer R.D., Ménot R.P., Cornichet J. et Iglesias Ponce de Leon M. (1990).** Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). Tectonophysics, 177, p. 263-292.
- Philippot A. (1950).** Les Graptolites du Massif Armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique. Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne, VIII, 295 p.
- Pillet J. (1973).** Les trilobites du Dévonien inférieur et moyen du Sud-Est du Massif armoricain. Soc. ét. Sci. Anjou, mém. n°1, 307 p.
- Pillet J. (1981).** Les Trilobites des « Ardoises d'Angers ». I : Genre *Placoparia*, Mém. Soc. ét. Sci. Anjou, n° 4, 1980.
- Pillet J. (1982).** II : Calymenidae, Bull. Soc. ét. Sci. Anjou, t. XI, p. 119-134.
- Pin C. et Lancelot J. (1982).** U/Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. Contrib. Mineral. Petrol., 79, p. 1-12.
- Pin C. et Peucat J.J. (1986).** Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. Bull. Soc. géol. France, (8), II, p. 461-469.
- Pin C., Majerowicz A. et Wojciechowska I. (1988).** Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudètes : Nd-Sr isotope and trace element evidence. Lithos, 21, p. 195-209.
- Pivette B. (1978).** Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes, 108 p.
- Plaine J., Pivette B., Jégouzo P., Guérin D. et Hallégouët B. (1982).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Questembert (418) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Plaine J., Hallégouët B., et Quété Y. (1984).
- Plaine J., Hallégouët B. et Quété Y. (1984).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Questembert (418) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Carte géologique par Plaine J., Pivette B., Jégouzo P., Guérin D. et Hallégouët B. (1982).
- Pupin J.P. et Turco G. (1975).** Typologie de zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. Pétrologie, 1 (2), p. 139-156.
- Pupin J.P., Bonin B., Tessier M. et Turco G. (1978).** Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granites. Bull. Soc. Géol. Fr., 20, p. 721-725.
- Pupin J.P. (1980).** Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., 73, p. 207-220.
- Pupin J.P. (1985).** Magmatic zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 65, p. 29-56.
- Quadt A. et Gebauer D. (1988).** Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr dating of H-P ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and the Saxonian granulites (GDR). In : Conf. Bohemian Massif. Geol. Surv. Prague (Abstr.).
- Quété Y., Plaine J. et Hallégouët B. (1981).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Malestroit (386) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Plaine J., Hallégouët B., Quété Y. et Bambier A. (1981), 52p.

- Remane J., Faure-Muret A. et Odin G.S. (2000).** International Stratigraphic Chart, edited by an international working group with Remane J., Cita M.B., Dercourt J., Bouysse P., Repetto F.L. and Faure-Muret A. (Unesco, International Union of Geological Sciences).
- Renault-Miskovsky J. et Petzold M. (1992).** Spores et pollen. Delachaux et Niestlé, Neuchâtel, 360 pp.
- Rickwood P.C. (1989).** Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, B1-B26.
- Rivière L.M. (1977).** Le culm frasnien-dinantien du synclinal d'Ancenis (SE du Massif Armoricaire) au Nord de la Loire. *Bull. Soc. géol. ; Minéral. Bretagne*, IX, 1, p. 19-57.
- Robardet M., Paris F. et Racheboeuf P.R. (1990).** Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during early Palaeozoic times. In: *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* (W. S. Mc Kerrow and C. R. Scotese, ed.), p. 411-419. *Geol. Soc. London Mem.*, 12, London.
- Robardet M., Blaise J., Bouyx E., Gourvennec R., Lardeux H., Le Herissé A., Le Menn J., Melou M., Paris F., Plusquellec Y., Poncet J., Régnaud S., Rioult M. et Weyant M. (1993).** Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n°5, p. 683-695.
- Robardet M., Bonjour J.L., Paris F., Morzadec P. et Racheboeuf P.R. (1994).** Ordovician, Silurian, and Devonian of the Medio-North-Armorican Domain. In: *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas* (J. D. Keppie, ed.), p. 142-151. Springer-Verlag, Berlin.
- Robardet M., Verniers J., Feist R. et Paris, F. (1994).** Le Paléozoïque antévarisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géol. France*, 3, p. 3-31.
- Robardet M. (2001 ?).** An alternative approach to the Variscan Belt in SW Europe: the pre-orogenic paleobiogeographical constraints. *Geol. Soc. of America. Special Paper*. J.R. Martinez Catalan, R.D. Hatcher Jr., R. Arenas et F. Diaz Garcia Ed., sous presse.
- Rolet J., Le Gall B., Darboux J.R., Thonon P. et Gravelle M. (1986).** L'évolution dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n°1, p. 43-54.
- Rolet J., Gresselin F., Jégouzo P., Ledru P. et Wyns R. (1994).** Intracontinental Hercynian Events in the Armorican Massif. In Keppie J.D. (ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*, Springer-Verlag, Berlin, p. 195-219.
- Rondeau Abbé E. (1893).** Description géologique des environs d'Angers. *Ibid.*, (4), 6, p. 209-335.
- Rondeau Abbé E. (1897).** Excursions géologiques aux environs d'Angers. Angers, *Mém. Soc. Agr. Sc. Arts*, 4^{ème} série, t. XI, p. 378.
- Schmid S. M., Panozzo R. et Bauer S. (1987).** Simple shear experiments on calcite rocks : rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 747-778.
- Schulz B., Audren C., Triboulet C., Thiéblemont D. et Moisan J. (1996).** Prograde P-T path of garnet-orthoamphibole-gneiss from the Rhuys peninsula (Southern Brittany, France): evidence for a pre-carboniferous collisional stage in the Variscan orogeny. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, p. 943-950.
- Schulz L.G. (1949a).** A direct method of determining preferred orientation of a flat reflection sample using a Geiger counter X-ray spectrometer. *J. Appl. Phys.*, 20, p. 1030-1033.
- Schulz L.G. (1949b).** Determination of preferred orientation of flat transmission samples using a Geiger counter X-ray spectrometer. *J. Appl. Phys.*, 20, p. 1033-1036.
- Scotese C.R. et McKerrow W.S. (1990).** Revised world maps and introduction. In : McKerrow W.S. et Scotese C.R., Eds., *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. *Geol. Soc. London, Mem.*, 12, p. 1-21.
- Scotese C.R. et Golonka J. (1992).** PALEOMAP Paleogeographic Atlas : Progress Report 20. Department of Geology, University of Texas, Arlington, TX.

- Shelley D. et Bossière G. (2000).** A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *J. of Struc. Geol.* 22, p. 757-776.
- Shelley D. et Bossière G. (2001).** The Ancenis terrane: an exotic duplex in the Hercynian belt of Armorica, western France. *Journal of Structural Geology*, 23, p. 1597-1614.
- Sun S.S. et McDonough W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. Dans : Saunders A.D. and Norry M.J.(eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, p. 313-345.
- Tait J.A., Bachtadse, V. Franke, W. and Soffel, H.C. (1997).** Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch.*, 86, p. 585-598.
- Thiéblemont D. et Cabanis B. (1986).** Découverte d'une association de volcanites d'arcs et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, p. 641-646.
- Thiéblemont D., Cabanis B. et Le Métour J. (1987).** Etude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinental : la série bimodale ordovicienne du Choletais (Massif Vendéen). *Géol. de la Fr.*, 1, p. 65-76.
- Thiéblemont D. et Cabanis B. (1994).** Magmatic Record of the Geodynamic Evolution of Brittany and Vendée During Palaeozoic Times: Trace Element Constraints. In: *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas* (J. D. Keppie, ed.), p. 220-230. Springer-Verlag, Berlin.
- Ters M. (1979).** Les synclinoriaux paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif Vendéen. *Stratigraphie et structure*. Bulletin du BRGM, I, 4, p. 293-301.
- Thiéblemont D. et Cabanis B. (1990).** Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. VI, n°1, p. 23-35.
- Thiéblemont D., Chèvremont P., Castaing C., Triboulet C. et Feybesse J.L. (1994).** La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces. Réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du togo. *Geodynamica Acta* (Paris), 7, 3, p. 139-157.
- Trautmann F., Donnot M., Lemaire D. et Cagnet-Mawhin M.P. (1987).** Carte géol. France (1/50000), feuille de Nozay (420) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Trautmann F. et Cagnet-Mawhin M.P. (1988), 57 p.
- Trautmann F. et Cagnet-Mawhin M.P. (1988).** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de Nozay (420) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 57 p. Carte géologique par Trautmann F., Donnot M., Lemaire D. et Cagnet-Mawhin M.P. (1987).
- Triboulet C. (1991).** Etude géothermo-barométrique comparée des schistes bleus paléozoïques de l'Ouest de la France (Ile de Groix, Bretagne méridionale et Bois de Cené, Vendée). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, p. 1163-1168.
- Truffert C., Gumiaux C., Chantraine J., Perrin J., Galdeano A., Gapais D., Ballèvre M., Asfirane F., Guennoc P. et Brun J.P. (2001).** Levé géophysique dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, p. 263-270.
- Vachard D. (1993).** Algues, pseudo-algues et microfacies carbonatés du Dévonien du domaine Ligérien (Massif Armoricaire, France). *Palaeontographica, Abteilung B: Palaeophytologie*, 229, p. 53-113.
- Vachard D. (1994).** Foraminifères et Moravaminidés du Givétien et du Frasnien du domaine Ligérien (Massif Armoricaire, France). *Palaeontographica, Abteilung A: Palaeozoologie-Stratigraphie*, 231, p. 1-92.
- Vallance T.G. (1960).** Concerning spilites. *Proc. Linn. Soc., New South Wales*, IXXXV, part 1, p. 8-52.

- Van der Voo R. (1979).** Paleozoic assembly of Pangea : a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. EOS Trans Am Geophys Union, 60, p. 241.
- Van der Voo R. (1983).** Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent. Tectonophysics, 91, p. 271-283.
- Van der Voo R. (1993).** Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Ocean. Cambridge University Press, Cambridge.
- Vidal P., Cogné J. et Bonhomme M. (1970).** Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. C. R. Acad. Sc. Paris, 271, p.1737-1740.
- Vidal P. (1973).** Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. Bull. Soc. géol. de France, 7, p. 239-245.
- Vidal P. (1976).** L'évolution poly-orogénique du Massif Armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique. Thèse d'Etat, Rennes, 162 p.
- Vidal P. (1980).** L'évolution polyorogénique de Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne, 21, 162p., Rennes.
- Vidal P., Peucat J.J. et Lasnier B. (1980).** Dating of Granulites Involved in the Hercynian Fold-belt of Europe : an Example Taken From the Granulite-Facies Orthogneisses at La Picherai, Southern Armorican Massif, France. Contrib. Mineral. Petrol., 72, p. 283-289.
- Weber C. (1967).** Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme, Mémoire BRGM, 52, p.83-90.
- Weber C. (1973).** Le socle anté-triasique dans la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. Bull. du BRGM, II, 3-4, p. 219-243.
- Weiss L.E. (1954).** A study of tectonic style : structural investigation in a marble quartzite complex in southern California. Univ. California Publ. Geol. Sci., 30, p. 1-102.
- Wenk H. R., Takeshita T., Bechler E., Erskine B. G. et Matthies S. (1987).** Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. J. Struct. Geol., 9, p. 731-745.
- Whittington H.B. et Hughes C.P. (1972).** Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobites distribution. Phil. Trans. Roy. Soc. London, B. Biol. Sci., 263, 850, p. 235-278.
- Winchester J.A. et Floyd P.A. (1977).** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20, p. 325-343.
- Wise W. S. et Eugster H. P. (1964).** Celadonite: synthesis, thermal stability and occurrence. The American Mineralogist, vol. 49, p. 1031-1083.

LISTE DES FIGURES

Chapitre I : Cadre géologique

<i>Figure 1</i> – Représentation schématique de la chaîne hercynienne sur une carte géographique actuelle	13
<i>Figure 2</i> – Les massifs varisques en France dans leur cadre européen (Robardet et al., 1994)	14
<i>Figure 3</i> – Principaux éléments structuraux de la chaîne varisque au Carbonifère inférieur (Franke, 1989)	14
<i>Figure 4</i> – a. Carte structurale de l'Europe varisque (Matte, 1991), b. Coupe sur une section Armorique-Ardenne (Matte, 1991)	16
<i>Figure 5</i> – Carte géologique simplifiée du Massif armoricain (modifiée d'après Cogné, 1974 et Le Corre et al., 1991)	18
<i>Figure 6</i> – La zone nord armoricaine et ses composantes (modifié d'après Ballèvre et al., 2001)	19
<i>Figure 7</i> – Carte tectonique simplifiée de la zone centre armoricaine (modifiée d'après Rolet et al., 1994)	21
<i>Figure 8</i> – Succession lithostratigraphique dans le synclinal de Martigné-Ferchaud (synclinaux du Sud de Rennes, modifié d'après Robardet et al., 1994)	23
<i>Figure 9</i> – Les divers domaines constitutifs de l'Armorique méridionale (modifiée d'après Cogné, 1974)	24
<i>Figure 10</i> – Les deux ensembles paléozoïques antévarisques distingués selon des critères fauniques et sédimentologiques (modifiée d'après Robardet et al., 1994)	27
<i>Figure 11</i> – Carte géologique simplifiée du domaine ligérien	29
<i>Figure 12</i> – Superposition des différentes unités dans le sous-domaine méridional du domaine ligérien (modifié d'après Bosse et al., 2000)	30
<i>Figure 13</i> – Carte schématique du domaine ligérien soulignant ses principales problématiques structurales, métamorphiques et paléogéographiques	34

Chapitre II : L'unité de Saint-Georges-sur-Loire

<i>Figure 14</i> – Carte géologique simplifiée du domaine ligérien (modifiée d'après Cartier et al., 2001)	38
<i>Figure 15</i> – Coupe lithologique synthétique de l'ensemble du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (modifiée d'après Pivette, 1978)	40
<i>Figure 16</i> – Lithostratigraphie et structure du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Ledru et al., 1986)	42
<i>Figure 17</i> – Données chronostratigraphiques concernant l'unité de Saint-Georges-sur-Loire	44
<i>Figure 18</i> – Découpage des cartes géologiques au 1/50000 ^{ème} couvrant l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et le sous-domaine ligérien septentrional	45
<i>Figure 19</i> – Terminologies utilisées par les différentes cartes au 1/50000 ^{ème} couvrant la partie occidentale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (se reporter à l'annexe 1, tableau 1 pour plus de précisions)	46
<i>Figure 20</i> – Terminologies utilisées par les différentes cartes au 1/50000 ^{ème} couvrant la partie orientale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (se reporter à l'annexe 1, tableau 1 pour plus de précisions)	47
<i>Figure 21</i> – Limites de la sous-unité méridionale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (modifiée d'après Cartier et al., 2001) et localisation des figures 22 et 23	49
<i>Figure 22</i> – Carte détaillée de la partie orientale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire	50
<i>Figure 23</i> – Carte détaillée de la partie occidentale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire	51
<i>Figure 24</i> – Log synthétique déduit de la coupe de la Roche Aireau (Corniche du Louet, Dubreuil, 1986)	53
<i>Figure 25</i> – Coupe synthétique illustrée de la Roche Aireau	55
<i>Figure 26</i> – Succession lithologique synthétique au Liétron et part des blocs et de la matrice	56
<i>Figure 27</i> – Les phénites dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire : données de terrain et pétrographie	59
<i>Figure 28</i> – Les blocs calcaires de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire	61
<i>Figure 29</i> – Aspect des blocs de laves basiques sur le terrain	65
<i>Figure 30</i> – Les faciès de laves basiques rencontrés dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (1)	65
<i>Figure 31</i> – Les faciès de laves basiques rencontrés dans l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (2)	67
<i>Figure 32</i> – Composition des clinopyroxènes dans le diagramme Q-J avec Q=Ca+Mg+Fe ²⁺ et J=2Na (Morimoto et al., 1988)	70
<i>Figure 33</i> – Composition des clinopyroxènes dans le diagramme des pyroxènes calco-magnésiens (Morimoto et al., 1988)	70
<i>Figure 34</i> – Détail des variations de compositions cœur / bordures des cristaux de clinopyroxènes calco-magnésiens (Morimoto et al., 1988 ; les nombres attribués à chacun des points se rapportent aux N° d'analyses de l'annexe 2, tableaux 1)	71
<i>Figure 35</i> – Graphes 1 et 2 : Affinités paléovolcaniques des séries magmatiques rencontrées dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Letier et al., 1982)	72

<i>Figure 36</i> - Graphe 3 : Affinités paléovolcaniques des séries magmatiques rencontrées dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Leterrier et al., 1982)	73
<i>Figure 37</i> - Composition des feldspaths des laves basiques dans le diagramme Or-An-Ab ; a : en général ; b : détail d'une traversée dans un phénocrystal et composition d'une latte isolée dans la matrice	74
<i>Figure 38</i> - Localisation des feldspaths analysés dans le gabbro protoclastique à pyroxènes (l.m. 9.13) et pouvant correspondre à des feldspaths primaires à composition préservée	74
<i>Figure 39</i> - Les différents types d'amphiboles rencontrées dans les faciès basiques de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (Les nombres attribués à chacun des points se rapportent aux N° d'analyses de l'annexe 3, tableau 3)	76
<i>Figure 40</i> - Composition des amphiboles des laves basiques de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (Leake et al., 1997). Les nombres attribués aux points se rapportent aux N° d'analyses de l'annexe 3, tableau 3	77
<i>Figure 41</i> - Les chlorites et minéraux accessoires dans les laves basiques	77
<i>Figure 42</i> - Position des chlorites des laves basiques analysées dans le diagramme de Hey (1954)	77
<i>Figure 43</i> - Localités d'échantillonnage des roches basiques analysées géochimiquement (ce travail et données de Maillat, 1977 ; Pivette, 1978 ; Carpenter et al., 1982 ; Cabanis, 1986)	79
<i>Figure 44</i> - Composition des volcanites basiques dans le diagramme SiO ₂ vs Zr/TiO ₂ de Winchester & Floyd (1977)	83
<i>Figure 45</i> - Composition des volcanites basiques de Saint-Georges-sur-Loire par rapport à leurs pourcentages cationiques en Al, (Fetot+Ti) et Mg (Rickwood, 1989)	83
<i>Figure 46</i> - Profils de terres rares des volcanites basiques. Valeurs de normalisation Sun et McDonough (1989)	84
<i>Figure 47</i> - Profils de terres rares des volcanites du Moulin Bachelot (modifié d'après Cabanis, 1986). Valeurs de normalisation Sun et McDonough (1989)	86
<i>Figure 48</i> - Profil de terres rares des volcanites d'Ingrandes (carrière de La Charbonnerie = La Bouvraie) normalisées à la Chondrite (Cabanis 1986)	86
<i>Figure 49</i> - Diagramme étendu des volcanites basiques de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire normalisées au manteau primitif. Valeurs de normalisation Sun et McDonough (1989)	85
<i>Figure 50</i> - Diagramme étendu des volcanites basiques normalisées aux N MORB. Valeurs de normalisation (Sun et McDonough, 1989)	87
<i>Figure 51</i> - Diagramme étendu normalisé aux MORB pour la série du Moulin Bachelot (Cabanis, 1986)	89
<i>Figure 52</i> - Diagrammes étendus normalisés aux MORB pour la série d'Ingrandes (Cabanis, 1986), a. : groupe 1 : volcanites riches en TiO ₂ , b. : groupe 2 : volcanites pauvres en TiO ₂	89
<i>Figure 53</i> - Diagramme Th-3Tb-2Ta (Cabanis et Thiéblemont, 1988)	90
<i>Figure 54</i> - (Th/Ta) _N vs (Tb/Ta) _N , diagramme de Thiéblemont et al. (1994), normalisation au Manteau Primitif, Sun et McDonough 1989	90
<i>Figure 55</i> - La carrière de Mozé-sur-Louet, aspects macroscopiques et microscopiques	93
<i>Figure 56</i> - Aspects macroscopique et microscopique des roches acides à intermédiaires de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire	95
<i>Figure 57</i> - Fantôme de Feldspath dans la métarhyolite du Liétron (l.m. 19.5B)	99
<i>Figure 58</i> - Place dans le diagramme Ab-Or-An des restes de feldspaths de la métarhyolite du Liétron	99
<i>Figure 59</i> - a. Feldspaths des rhyolites- microgranites de Mozé-sur-Louet, b. détail des feldspaths dans le faciès rhyolitique-microgranitique fin et verdâtre et l'enclave noire de rhyolite-microgranite	99
<i>Figure 60</i> - Chlorites-céladonites dans les faciès rhyolitiques-microgranitiques de Mozé-sur-Louet	100
<i>Figure 61</i> - Position des chlorites analysées (laves acides) dans le diagramme de Hey (1954)	100
<i>Figure 62</i> - Localités d'échantillonnage des roches acides analysées géochimiquement (ce travail et données de Maillat, 1977 ; Pivette, 1978 ; Carpenter et al., 1982 ; Cabanis, 1986)	102
<i>Figure 63</i> - Compositions des volcanites acides dans le diagramme SiO ₂ vs Zr/TiO ₂ de Winchester & Floyd (1977)	105
<i>Figure 64</i> - Composition des volcanites acides de Saint-Georges-sur-Loire par rapport à leurs pourcentages cationiques en Al, (Fetot+Ti) et Mg (Rickwood, 1989)	105
<i>Figure 65</i> - Profil de terres rares des volcanites acides à intermédiaires de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire normalisées à la chondrite. Valeurs de normalisation Sun et McDonough, 1989	106
<i>Figure 66</i> - Diagramme étendu des volcanites acides de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire normalisées au manteau primitif. Valeurs de normalisation Sun et McDonough (1989)	107
<i>Figure 67</i> - Yb vs Ta, diagramme de Pearce et al., 1984	107
<i>Figure 68</i> - Principaux types et sous-types de zircons de la classification typologique et échelle géothermométrique correspondante (Pupin, 1985)	110
<i>Figure 69</i> - Position des zircons extraits des différents faciès reconnus dans la carrière de Mozé-sur-Louet dans le diagramme de fréquence de distribution typologique de Pupin (1980)	110
<i>Figure 70</i> - Morphologie des zircons extraits du faciès verdâtre rhyolitique-microgranitique orienté (38.1K) au MEB (les types de zircons indiqués sur les photos (S1, S2 etc.) renvoient à la figure 68)	112

<i>Figure 71</i> - Morphologie des zircons extraits des enclaves rhyolitiques-microgranitiques noires à phénocristaux de feldspaths (38.1J) au MEB (les types de zircons indiqués sur les photos (S1, S2 etc.) renvoient à la figure 68, certains ne sont pas déterminables)	113
<i>Figure 72</i> - Morphologie des zircons extraits du faciès grossier rhyolitique rose-verdâtre cataclaté (15.1B) au MEB (les types de zircons indiqués sur les photos (S1, S2 etc.) renvoient à la figure 68)	114
<i>Figure 73</i> - Diagramme de tendance d'évolution typologique pour les différents zircons étudiés (Pupin, 1980)	116
<i>Figure 74</i> - Position des zircons étudiés dans le diagramme de classification génétique de Pupin, 1980	116
<i>Figure 75</i> - Bloc ovā de géseux dans une matrice schisteuse grise (Clos du Moulin Sainte Catherine)	115
<i>Figure 76</i> - La sous-unité à blocs de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire : pétrographie, âges et mise en place	118
<i>Figure 77</i> - La matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire : données de terrain et pétrographie	119
<i>Figure 78</i> - Localisation des échantillons attaqués pour l'extraction de microfossiles organiques (modifiée d'après Cartier et al., 2001)	122
<i>Figure 79</i> - Morphologie et ornementation des spores	123
<i>Figure 80</i> - Observations en lame mince et au MEB des fragments organiques et non-organiques extraits des échantillons de matrice de l'unité à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (éch. 33.8 et 43.4)	126
<i>Figure 81</i> - Observations au MEB des fragments organiques extraits des schistes entourant le bloc gréseux ovā de du Clos du Moulin Sainte Catherine (éch. 43.4)	128
<i>Figure 82</i> - Carte structurale générale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (modifiée d'après Cartier et al., 2001) et localisation des figures 85 et 86	131
<i>Figure 83</i> - Carte structurale de la partie orientale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Seuls les blocs les plus gros ont été représentés sur cette carte)	132
<i>Figure 84</i> - Carte structurale de la partie occidentale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire (Seuls les blocs les plus gros ont été représentés sur cette carte)	133
<i>Figure 85</i> - Structure sur la coupe synthétique de la Roche Aireau	134
<i>Figure 86</i> - Structure sur la coupe du Liétron	136
<i>Figure 87</i> - Structures dans les blocs phtanitiques	139
<i>Figure 88</i> - Structures dans les blocs calcaires	141
<i>Figure 89</i> - Aspect microscopique des calcaires passés au goniomètre de texture	144
<i>Figure 90</i> - Figures de pôles de la calcite du calcaire rougeâtre-violacé à brachiopodes du Liétron	144
<i>Figure 91</i> - Classification des macles de la calcite selon leur géométrie et interprétation en termes de mécanisme et de température de déformation (Burkhard, 1993, traduit de l'anglais in Nicol, 1997)	145
<i>Figure 92</i> - Figures de pôles de la calcite des conglomérats à galets calcaires de Pont-Barré (a. le long de la route et b. le long du Layon, canevas de Wulf, hémisphère supérieur)	146
<i>Figure 93</i> - Structures dans les blocs de laves basiques à intermédiaires	149
<i>Figure 94</i> - Structures dans les blocs de rhyolites-microgranites	152
<i>Figure 95</i> - Microstructures dans les blocs de rhyolites et rhyolites-microgranites	154
<i>Figure 96</i> - Macrostructures observées dans la matrice de l'unité à blocs	156
<i>Figure 97</i> - Microstructures dans la matrice de l'unité à blocs	158
<i>Figure 98</i> - Limites de l'unité sans blocs (sous-unité septentrionale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, modifiée d'après Cartier et al., 2001)	160
<i>Figure 99</i> - Les alternances schisto-gréseuses et les roches acides de l'unité sans blocs	162
<i>Figure 100</i> - La bande de grès-quartzite du Nord de l'unité sans blocs et ses intercalations de schistes sub-ardoisiers, aspects macroscopiques et microscopiques	165
<i>Figure 101</i> - Diagrammes morphologiques et structurals des trois principaux types de chitinozoaires (A : Lagenochitinidae, B : Desmochitinidae, C : Conochitinidae ; Paris et al., 1999)	167
<i>Figure 102</i> - Principaux types de liaison caténaire chez les chitinozoaires (a : liaison par simple juxtaposition, b : Liaison par double adhérence, c : liaison renforcée, d : Liaison hélicoïdale ; Paris, 1981)	167
<i>Figure 103</i> - Formes et ornements chez les chitinozoaires, a. Forme de la panse des chitinozoaires (Paris et al., 1999), b. Principaux types d'ornementation chez les chitinozoaires (grisé : couche interne, noir : couche externe, blanc : parties creuses, Paris et al., 1999)	167
<i>Figure 104</i> - Répartition stratigraphique des principaux genres de Chitinozoaires (âges radiométriques Odin et Odin 1990, Paris, 1993)	168
<i>Figure 105</i> - Fragment graphiteux en feuillets présentant une forme comparable à celle d'une panse de chitinozoaire, 510x	170
<i>Figure 106</i> - Observations en lame mince et au MEB des chitinozoaires extraits de l'échantillon de schistes ardoisiers des environs de Beauveau (éch. 35.6)	171
<i>Figure 107</i> - Observations au MEB des chitinozoaires extraits de l'échantillon de schistes ardoisiers des environs de Beauveau (éch. 35.6)	173
<i>Figure 108</i> - Macro et microstructures dans les alternances schisto-gréseuses de l'unité sans blocs de Saint-Georges-sur-Loire	175
<i>Figure 109</i> - Aspect microscopique des grès-quartzites du Nord de l'unité sans blocs analysés par goniométrie de texture	177

<i>Figure 110</i> – Diagrammes d'orientations d'axes <c> du quartz pour les sites mentionnés sur la carte dans la bande de grès-quartzites du Nord de l'unité sans blocs	179
<i>Figure 111</i> – Structure générale de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire	183

Chapitre III : Les autres unités du domaine ligérien : Bassin d'Ancenis, Unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé et Bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes

<i>Figure 112</i> – Le bassin d'Ancenis d'après les cartes au 1/50000 de Savenay, Nort-sur-Erdre, Ancenis, Chalonnes-sur-Loire, Angers et Thouarcé	188
<i>Figure 113</i> – Coupe dans le bassin d'Ancenis au méridien d'Ancenis (extrait de Dubreuil, 1986, p. 118)	189
<i>Figure 114</i> – Le bassin d'Ancenis d'après les cartes au 1/50000 de Ancenis, Chalonnes-sur-Loire, Chemillé, Angers et Thouarcé	191
<i>Figure 115</i> – Synthèse des datations réalisées dans le bassin d'Ancenis	192
<i>Figure 116</i> – Bassin d'Ancenis au Sud de la Loire, contours d'après les feuilles au 1/50000 de Chalonnes-sur-Loire, Chemillé et Thouarcé	194
<i>Figure 117</i> – Le « terrane » d'Ancenis (Shelley et Bossière, 2001)	196
<i>Figure 118</i> – L'unité de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé	198
<i>Figure 119</i> – Le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes sur les feuilles de Saint-Mars-la-Jaille, Segré et Angers (Dubreuil, 1986)	209
<i>Figure 120</i> – Synthèse des datations dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes	210
<i>Figure 121</i> – Structure générale des différentes unités du domaine ligérien (Faure et al., soumis)	212

Chapitre IV : Interprétation géodynamique

<i>Figure 122</i> – Carte paléogéographique de l'Europe occidentale à l'Ordovicien inférieur représentant les trois grands unités paléogéographiques distinctes, Gondwana, Baltica et Laurentia (Paris et Robardet, 1990)	218
<i>Figure 123</i> – Evolution géodynamique des masses continentales durant le Paléozoïque inférieur compilant des données paléomagnétiques et paléogéographiques (Tait et al., 1997)	219
<i>Figure 124</i> – Place de la microplaque Armorica dans une reconstitution géodynamique paléozoïque (Matte, 2001)	220
<i>Figure 125</i> – Corrélations Ibéro-armoricaines et place du domaine médio-nord-armoricain dans une reconstitution paléogéographique fini silurienne	222
<i>Figure 126</i> – Localisation des principales zones de suture, témoins de subduction/collision dans la chaîne hercynienne et des principaux massifs de la chaîne hercynienne ouest européenne (ré-interprété d'après Franke, 1989, Matte, 1991, Ballèvre et al., 1992, Robardet et al., 1994)	223
<i>Figure 127</i> – Modèles géodynamiques proposés pour rendre compte de la convergence éo-varisque (Faure et al., 1997)	225
<i>Figure 128</i> – Modèle d'évolution géodynamique du domaine ligérien montrant l'alternance d'épisodes de convergence et de rifting (d'après Cartier et al., 2001)	226
<i>Figure 129</i> – Zonation générale de la chaîne varisque d'Europe moyenne. Le domaine en grisé correspond aux roches éo-varisques de haute pression (Faure et al., 1997)	228
<i>Figure 130</i> – Coupe à l'échelle crustale du domaine ligérien et de l'Armorique centrale (Cartier et al., 2001, modifié)	230
<i>Figure 131</i> – Les « terranes » de Shelley et Bossière (2000)	240

L'unité de Saint-Georges-sur-Loire située dans le domaine ligérien entre la ride de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé au Nord et la faille de Nort-sur-Erdre au Sud constitue une zone clef pour la compréhension de la géodynamique hercynienne. Cette unité est constituée de deux sous-unités distinctes, l'unité sans blocs schisto-gréseuse au Nord (Ordovicien inférieur à Silurien inférieur) et l'unité à blocs, schisto-gréseuse et volcanique au Sud. L'unité à blocs méridionale est considérée comme un olistostrome dévonien à blocs mono- ou poly-lithologiques de nature et d'âges variés : radiolarites (Silurien), calcaires (Silurien sup. à Dévonien moy.), laves et tufs basiques (Silurien), rhyolites et grès. Ces blocs sont remaniés au sein d'une matrice schisto-gréseuse d'âge probable Dévonien moyen à supérieur. Cette unité à blocs est déformée par des plis synchistaux déversés vers le Nord et présente une linéation d'allongement N-S à N60E ; elle chevauche l'unité sans blocs. Des plis droits ou légèrement déversés vers le Nord sont rencontrés dans l'unité sans blocs, ainsi qu'une linéation minérale et d'allongement NW-SE de plus en plus marquée à mesure que l'on se rapproche de la bande ductile de Lanvaux, où elle s'exprime pleinement. L'unité à blocs constitue également une zone intermédiaire entre des terrains paléozoïques peu métamorphiques à vergences nord dans le sous-domaine ligérien septentrional et des terrains impliqués dans la structure de nappes de Champtoceaux et le métamorphisme de haute pression, à structures vers le Sud dans le sous-domaine méridional. Une nouvelle interprétation géodynamique intégrant toutes les données disponibles est donc proposée afin de replacer l'unité de Saint-Georges-sur-Loire dans un schéma interprétatif à plus grande échelle. Cette interprétation précise l'évolution du domaine nord gondwanien et de la marge sud de la microplaque Armorica au Paléozoïque. Elle souligne l'existence de zones de subductions diachrones et de vergences opposées au sein de la microplaque Armorica, met en valeur le rôle de la faille de Nort-sur-Erdre, considérée comme une zone de suture polyphasée majeure en Armorique et précise la nature géotectonique de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, formation chaotique déposée dans un prisme d'accrétion lié à la fermeture du « rift du Layon ».

Mots clés : Chaîne hercynienne, Massif armoricain, Olistostrome, Unité de Saint-Georges-sur-Loire, Géodynamique, Micro-continent, Microfossiles, Paléozoïque.

Structure of the Saint-Georges-sur-Loire Unit and of the Ligerian Domain (Armorican Massif). Geodynamic implications for the Hercynian belt.

The Saint-Georges-sur-Loire unit crops out in the Armorican Massif, more precisely in the Ligerian Domain between the Lanvaux-les-Ponts-de-Cé anticline and the Nort-sur-Erdre fault. This peculiar unit is divided into two subunits : the sandstone-pelite subunit to the North (Early Ordovician-Early Silurian) and the blocky volcanic-clastic subunit to the South. The southern subunit is considered as an olistostrome and includes blocks of various lithologies and ages, namely : Early Silurian black chert, Late Silurian to Middle Devonian limestone, Late Silurian mafic lava, acidic lava of probably Cambrian age and sandstone blocks. These blocks are mixed in a pebbly-mudstone matrix with locally turbidite-type sandstone-mudstone alternations reaching a probable Middle to Late Devonian age. This chaotic subunit presents a S0-1 surface deformed by folds overturned to the North and a NW-SE trending southward dipping cleavage bears a N-S to N60E stretching lineation. This southern subunit overthrusts the northern sandstone-pelite subunit. When moving northward to the sandstone-pelite subunit, upright folds or recumbent folds overturned to the North are found and a NW-SE stretching and mineral lineation develops. This lineation and mylonites become more and more conspicuous when moving to the Lanvaux anticline. The blocky southern subunit constitutes an intermediate zone between the low grade Paleozoic terranes to the North and the South-verging high metamorphic grade Champtoceaux and Mauges nappes to the South. A new geodynamic interpretation is proposed to account for the Saint-Georges-sur-Loire unit in a model implying North Gondwana and Armorica plate interactions in Paleozoic times. This interpretation suggests the activity of diachronic subduction zones with opposite dips in Armorica, emphasizes the role of the Nort-sur-Erdre polyphase fault and explains the geotectonic nature of the Saint-Georges-sur-Loire unit as a chaotic unit formed in an accretionary prism linked with the « Layon rift » closure.

Keywords : Hercynian Belt, Armorican Massif, Olistostrome, Saint-Georges-sur-Loire unit, Geodynamics, Micro-continent, Microfossils, Paleozoic.